3 1761 07394902 6

LIBRARY
NIVERSITY
TORONTO

LA

FACE DE LA TERRE

(DAS ANTLITZ DER ERDE)

LA
FACE DE LA TERRE

(DAS ANTLITZ DER ERDE)

PAR

ED. SUESS

PROFESSEUR DE GÉOLOGIE A L'UNIVERSITÉ DE VIENNE (AUTRICHE)
CORRESPONDANT DE L'INSTITUT DE FRANCE

TRADUIT DE L'ALLEMAND, AVEC L'AUTORISATION DE L'AUTEUR
ET ANNOTÉ

SOUS LA DIRECTION DE

EMM. DE MARGERIE

AVEC UNE PRÉFACE

PAR

MARCEL BERTRAND

DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES
PROFESSEUR A L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE DES MINES

TOME I

AVEC 2 CARTES EN COULEURS ET 122 FIGURES

dont 76 exécutées spécialement pour l'Édition française

50974
30/9/01

PARIS

ARMAND COLIN ET Cie, LIBRAIRES-ÉDITEURS

5, RUE DE MÉZIÈRES, 5

1897

ONT COLLABORÉ A LA TRADUCTION DU TOME IER

MM. **DEPÉRET** (Ch.), docteur ès sciences et en médecine, professeur de géologie et doyen de la Faculté des sciences à l'Université de Lyon.

GALLOIS (L.), docteur ès lettres, maître de conférences à l'Université de Paris.

HAUG (Em.), docteur ès sciences, maître de conférences à l'Université de Paris.

KILIAN (W.), docteur ès sciences, professeur de géologie à l'Université de Grenoble.

MARILLIER (L.), docteur ès lettres, maître de conférences à l'École des Hautes Études (Paris).

MICHEL-LÉVY (A.), membre de l'Institut, ingénieur en chef des mines, directeur du service de la carte géologique détaillée de la France.

RAVENEAU (L.), agrégé d'histoire et de géographie, maître de conférences suppléant à l'École normale supérieure.

SCHIRMER (H.), docteur ès lettres, professeur de géographie à l'Université de Lyon.

Toutes les indications ajoutées par les traducteurs, dans le texte ou en notes infrapaginales, ont été mises entre crochets : [....]

PRÉFACE

Un de nos maîtres me disait un jour, à propos d'un travail d'un de nos confrères qui nous avait vivement intéressés : « C'est peut-être lui qui a le mieux compris Suess. » Ce mot me paraît être, sous sa forme simple et non préméditée, l'hommage le plus éclatant rendu à l'auteur de l'*Antlitz der Erde*. Le livre dont M. Emm. de Margerie offre aujourd'hui une traduction aux lecteurs français a depuis dix ans exercé une telle influence sur nos recherches et sur notre enseignement, tant de progrès en sont sortis, que tous les progrès nouveaux, par un enchaînement naturel, semblent encore s'y rattacher. Celui-là nous paraît presque être le plus avancé dans notre science, qui a le mieux compris ce livre.

On l'a loué de toutes parts; on l'a aussi critiqué, c'est le sort obligé de tout ce qui est nouveau. Je ne veux ici ni rappeler ni discuter ces louanges ou ces critiques de la première heure; le souvenir des unes et des autres s'est d'ailleurs rapidement effacé devant le sentiment unanime d'étonnement et d'admiration qu'a bientôt provoqué la grandeur de l'étape parcourue. L'*Antlitz der Erde* est déjà devenu un livre classique, et son auteur est le maître indiscuté d'une nouvelle génération de géologues. A ce titre seul, la traduction de l'ouvrage s'imposait et était depuis longtemps réclamée. Mais elle était surtout désirable parce qu'à côté des services déjà rendus, cet ouvrage peut en rendre de plus grands encore. Il ne s'agit pas seule-

ment de faire connaître la genèse d'idées qui tiendront une grande place dans l'histoire de notre science, il s'agit aussi de mettre à la portée d'un plus grand nombre de lecteurs une mine presque inépuisable de documents, la matière première en quelque sorte de recherches et de découvertes nouvelles. Une première floraison a d'abord frappé les regards, mais bien d'autres restent en germe dans les mêmes pages. L'*Antlitz der Erde* résume l'œuvre de tout un siècle ; il donne l'état des connaissances acquises sur le globe que nous habitons ; il montre, pièces en main, que l'ère des tâtonnements est passée, et que les grands traits de la physionomie terrestre nous sont maintenant connus ; il fixe le cadre dans lequel dorénavant chaque observation nouvelle pourra prendre sa place et acquérir toute sa valeur. C'est l'œuvre d'une prodigieuse érudition, mais si bien fondue et si lumineusement exposée, que chaque fait devient un argument, et que les problèmes viennent d'eux-mêmes se poser et en partie se résoudre sous les yeux du lecteur. Aucun de ceux qui, géologues ou géographes, étudient la forme ou l'histoire des reliefs terrestres, ne peut se dispenser d'avoir ce livre entre les mains. Il faut remercier M. Emm. de Margerie et ses collaborateurs de l'œuvre doublement utile qu'ils ont menée à bonne fin.

La méthode maîtresse de ce livre, celle du groupement et du rapprochement des faits, n'est sans doute pas spéciale à M. Suess ; c'est celle au fond que nous employons tous, quand nous comparons la région étudiée par nous avec les régions voisines. Mais ce qui est nouveau, ce qui est même inattendu, c'est qu'elle ait pu s'étendre à l'ensemble du globe ; que, sans appeler à son aide aucune hypothèse de principe, aucun postulatum arbitraire, elle ait pu, d'un bout à l'autre de notre hémisphère, montrer des rapports et établir des liaisons qui, par exemple, n'étaient même pas aperçus d'un bout à l'autre de la France. M. Suess a su s'élever assez haut pour voir les traits fondamentaux de l'ensemble s'accuser au milieu de la complexité des détails.

C'est, je le sais, ce que l'on a pu dire déjà, lorsque les premières synthèses de Léopold de Buch et d'Élie de Beaumont ont excité une admiration du même genre. Quelques-uns peuvent rester sceptiques en face des progrès de la géologie générale, en constatant que les systèmes anciens ont fait leur temps, que, sans être tombés dans l'oubli, ils ont perdu leur crédit ; le même sort n'attend-il pas les systèmes auxquels nous travaillons, et les vues d'ensemble que nous prenons pour des vérités acquises? Toute généralisation n'implique-t-elle pas une part d'hypothèse par où l'avenir fera brèche dans l'édifice? Nos matériaux mêmes sont-ils toujours assez solides, assez nombreux, assez homogènes? Les ruines des anciens systèmes doivent servir d'avertissement.

Ce serait là une manière aussi injuste que décourageante de juger la marche des études géologiques. Quand Léopold de Buch a montré le rapport des grandes traînées volcaniques avec les chaînes de montagnes, il a élargi nos horizons et provoqué un mouvement d'idées, qui n'a pas cessé d'être fécond parce que nous interprétons autrement la liaison des deux phénomènes, et parce que nous ne croyons plus aux cratères de soulèvement. Quand il distinguait trois directions dans les chaînes complexes du centre de l'Europe, et quand il en séparait nettement les mouvements alpins, il n'entrait pas encore sans doute très profondément dans l'histoire des reliefs de notre continent, mais il posait le problème et donnait un premier fil conducteur qui a guidé plusieurs générations. Condamner son œuvre, parce que, grâce à lui, nous avons franchi cette première étape, dire que son influence a été mauvaise ou stérile parce qu'elle ne s'est pas traduite par une formule conservée dans notre enseignement, ce serait dire, en face de l'édifice qui s'élève, que l'échafaudage disparu a été inutile à sa construction.

Il en serait de même pour Élie de Beaumont. Si l'on ne veut voir dans son œuvre que le grandiose effort qui a créé le réseau pentagonal, il est facile aujourd'hui de le condamner d'un mot

et d'en tirer prétexte pour englober dans une même suspicion tous les essais de nouvelles synthèses. Mais ce serait volontairement fermer les yeux sur des progrès d'une importance capitale et incontestable. Élie de Beaumont a le premier assigné un âge aux montagnes, et montré que nous pouvions dater leur apparition à la surface du globe. Au lieu d'une date précise et déterminée, séparant deux périodes géologiques, nous savons maintenant que la formation d'une chaîne est un phénomène complexe, réparti sur de longues périodes; il n'en est pas moins vrai que les grandes chaînes de montagnes se différencient par leur âge, et que nous pouvons définir les zones où s'est concentré dans chaque période l'effort de soulèvement. La conception théorique des fuseaux d'écrasement n'est qu'une image approchée, mais quel progrès elle réalise sur la comparaison avec les traînées volcaniques! En même temps étaient indiqués les rapports des soulèvements avec les phénomènes sédimentaires. L'histoire de l'évolution physique du globe est ainsi entrée dans le domaine scientifique, elle a pris place à côté de l'autre grand problème de la géologie, celui de l'évolution de la vie; le champ de notre science en a été comme doublé. Malheureusement Élie de Beaumont a renoncé trop tôt à la méthode qui l'avait conduit à de si beaux résultats; arrêté par les lacunes des observations, il a cru pouvoir les combler par le raisonnement. Après avoir montré qu'il fallait suivre pas à pas les zones de discordance, il a cru qu'il pouvait deviner la continuation des axes déjà tracés, en substituant à la notion de continuité le principe de direction. A partir du moment où il a introduit ce postulatum, il a faussé le problème, et c'est là qu'il faut arrêter son œuvre pour en juger la portée.

C'est le droit de la critique de signaler les fautes et de compter les erreurs; mais, en bornant là son rôle, elle se condamnerait à donner une idée bien inexacte des progrès de l'esprit humain. Léopold de Buch et Élie de Beaumont ont été deux grands précurseurs; pour leur trouver un continuateur, il faut arriver jusqu'à M. Suess, et c'est une preuve de la difficulté de

la voie où ils s'étaient engagés, que quarante ans aient dû s'écouler avant qu'on ait eu l'audace et les moyens de reprendre leur œuvre.

M. Suess a d'abord fait connaître le résultat de ses études synthétiques dans un petit volume intitulé : « La formation des Alpes », *Die Entstehung der Alpen*. Presque toutes les idées de l'*Antlitz der Erde* se trouvent là en germe, quelques-unes mêmes revêtues comme d'un contour plus accentué et d'une forme plus théorique; d'autres, au contraire, destinées à se compléter et même à se transformer partiellement dans leur élaboration progressive. Avant tout, M. Suess cherche à établir que les montagnes ne résultent ni de soulèvements opérés de bas en haut, ni de compressions latérales produites par l'introduction de roches éruptives; ces dernières n'ont joué partout que le rôle d'éléments *passifs*. C'est l'abandon, fait d'ailleurs déjà depuis longtemps en France, du système de Léopold de Buch. Par contre, le dernier chapitre montre, comme conclusion d'ensemble, qu'il n'y a trace, à la surface du globe, d'aucun arrangement géométrique; le dessin des chaînes, comme celui des contours océaniques, présente des irrégularités dont l'origine ne doit être rattachée qu'à quelque dissymétrie primitive et accidentelle, peut-être, par exemple, à la forme et à la distribution des premiers îlots de scories qui se sont épaissis à la surface de notre planète; c'est dire qu'il faut renoncer à la recherche de lois factices et illusoires. C'est le système d'Élie de Beaumont qui, à son tour, est condamné.

Ce n'est pas, d'après M. Suess, dans l'agencement des lignes superficielles ou dans le dessin d'un réseau, mais dans la généralité de certains phénomènes, qu'il faut chercher un fil conducteur. Ainsi, les forces qui ont formé les montagnes ont toujours dans nos régions poussé dans le même sens la matière mise en mouvement; c'est tantôt vers le nord-est, ou vers le nord-ouest, par suite des sinuosités de la chaîne, mais la composante du mouvement suivant le méridien est, sauf de rares exceptions, toujours dirigée vers le nord et non vers le sud. Il

en est de même pour l'Amérique du Nord, tandis que le contraire a lieu pour l'Asie. Comme conséquence de cette continuité dans le sens de l'effort et du mouvement, les grandes vagues solides, lentement formées, ont été se renverser sur l'obstacle qui les arrêtait, et, là où la barrière était interrompue, se sont enfoncées dans ses anfractuosités; les chaînes européennes sont ainsi formées d'arcs convexes vers le nord, et les chaînes asiatiques d'arcs convexes vers le sud. Sur le versant *extérieur* des chaînes, on suit alors de longs plis couchés; sur le versant *intérieur*, comme si la vague soulevée eût manqué de support, des tassements et des affaissements successifs se sont produits, donnant lieu à des failles par où se sont élevées les roches éruptives. Les grandes chaînes sont donc dissymétriques, par suite même de leur mode de formation, et, dans les éléments de cette dissymétrie bien comprise, on peut trouver des caractères qui, poursuivis séparément sur chaque versant, permettent de définir et de suivre la continuité de la chaîne. C'est le point de départ de la notion des *lignes directrices*, dont M. Suess devait faire plus tard un si grand et si fécond usage.

A côté des mouvements de l'écorce solide, il faut considérer à part ceux de l'enveloppe liquide : les mers sont soumises à des alternatives d'avancée et de recul, à des *transgressions* et des *régressions*, qui tantôt les font déborder leurs anciens rivages, tantôt au contraire les ramènent dans les parties profondes de leur lit. Le fait remarquable et inattendu, c'est que ces transgressions semblent, à de mêmes moments, s'étendre à toute la surface du globe. A l'époque cénomanienne, que M. Suess a prise pour premier exemple, ce n'est pas seulement en France, en Angleterre et en Allemagne, c'est dans toute la plaine centrale de l'Amérique du Nord, c'est sur le versant occidental des Montagnes Rocheuses, sur les côtes de l'Amérique du Sud et de l'Afrique, c'est dans les hauts plateaux de l'Asie, sur les bords de la péninsule indienne près de l'équateur, et sur ceux du Groenland à l'intérieur du cercle polaire, que la mer vient envahir de nouveaux territoires. Sur l'emplacement même des

chaînes en voie de formation, sur les saillies déjà ébauchées des Alpes et des Pyrénées, elle vient également, peut-être seulement un peu plus tard, niveler ces saillies, et, à Gosau comme aux Eaux-Chaudes, amonceler ses dépôts. Le surgissement des montagnes ne peut plus, comme on l'avait cru, servir à délimiter les périodes géologiques; les grands mouvements de la mer, si longtemps inaperçus, semblent plus aptes à jouer ce rôle et peuvent fixer dans l'histoire du globe des dates assez étroitement définies.

Ce court exposé, où les idées émises sont dégagées des faits nombreux qui les suggèrent et les appuient, ne peut faire juger que bien imparfaitement de l'intérêt de ce premier essai. C'est grand et génial, *grossartig und geistreich*, disait Lossen, qui fut lui-même, dans un champ moins vaste, un novateur prudent, mais profond : il fait pourtant ses réserves, et elles laissent soupçonner la crainte vague, peut-être partagée par d'autres, que la grandeur des problèmes posés ne les mette au-dessus des ressources actuelles de la science, et que la voie séduisante des généralisations ne puisse entraîner l'auteur dans le champ de la spéculation pure et de l'hypothèse. Maintenant que, réelles ou non, ces craintes ont été démenties par la publication de l'*Antlitz der Erde*, il m'est permis de dire la pensée qui m'est venue plus d'une fois en lisant cet ouvrage : je m'imagine que, chez M. Suess comme autrefois chez Képler, il existe un poète à côté du savant; que, comme Képler écoutait l'harmonie des sphères célestes, M. Suess s'est oublié parfois à écouter celle des faits du passé; que, devant les horizons qui s'ouvraient devant lui, il a connu ces moments où la vue, devenue plus perçante, devance le raisonnement, et, au delà des vérités acquises, en aperçoit ou en crée de nouvelles. Je crois que, comme de Saussure en face du Mont-Blanc, à côté de la joie des découvertes positives, il a connu l'enthousiasme plus grand des découvertes pressenties ou entrevues. En tout cas, si cela est vrai, M. Suess en a gardé pour lui le secret. Je ne me rappelle qu'une phrase, bien simple et bien concise, où il confie au lec-

teur une impression personnelle : « Parmi les résultats de ces études comparées, aucun ne m'a, je l'avoue, causé autant de satisfaction. » La poésie n'apparaît dans son livre que par envolées involontaires, dans une épithète, une phrase incidente ou une courte digression. La poésie, pas plus que l'imagination, n'est à sa place dans un livre de science, et M. Suess se méfie de l'une comme de l'autre ; il nous le dit lui-même dans une phrase qui mérite d'être citée : « Le poète peut chercher à franchir les bornes du monde matériel ; il reste roi dans le domaine du rêve ; mais si le naturaliste a la même audace, son pied plus lourd est habitué aux terrains solides de la science ; il croit encore observer des réalités, et la vision le domine. »

Il serait téméraire de supposer que M. Suess ait fait un retour sur lui-même en parlant ainsi de Swedenborg ; il est certain en tout cas qu'il veut rester maître chez lui, maître de son sujet, de sa pensée et de sa plume, Il ne donne asile à aucun rêve ; il n'est le prisonnier d'aucune théorie, pas même des siennes. En même temps qu'il a laissé mûrir ses idées, il semble qu'il se soit appliqué à donner plus de rigueur à la forme d'exposition et à la rendre plus impersonnelle. Si l'on essaie d'analyser ses méthodes, en faisant abstraction de l'éclat naturel du style, qui perce par instants, on verra que tout est préparé pour le contrôle du lecteur, que tout est subordonné aux faits ; le seul rôle de l'auteur est de les choisir, de les grouper, de les revêtir de clarté. Il se contente d'indiquer les conséquences ; souvent même il les laisse deviner ; il ouvre les voies, sans chercher à en prendre possession, ni à présumer le résultat des futures recherches ; il ne dit que ce qu'il a vu, bien en deçà de ses horizons, dans le cercle de vision distincte. C'est là un des grands charmes de ce livre : il fait penser en même temps qu'il instruit, et, à glaner sur les pas de l'auteur, plus d'un pourra s'enrichir.

Si l'on cherche ensuite comment se sont transformées les idées générales émises dans le premier ouvrage de M. Suess, on verra que pour toutes, la tendance a été, non pas de les élever vers la théorie, mais de les faire descendre de plus en plus

dans le domaine des applications. L'idée de la dissymétrie des chaînes a donné naissance à la distinction générale entre les mouvements de plissement et les mouvements d'affaissement, et à une classification des accidents de l'écorce terrestre, qui est certainement le plus grand progrès réalisé depuis longtemps dans les méthodes de la stratigraphie. L'idée des lignes directrices s'est précisée et s'est complétée par l'examen des zones de même faciès sédimentaire ; de plus, par un modèle d'analyse méthodique, elle a pu être appliquée à la reconstruction des chaînes morcelées ou disparues. Enfin l'idée des grandes transgressions marines a pris à la fois plus de corps et plus de portée, grâce à la constatation de leurs retours périodiques, depuis l'époque dévonienne jusqu'aux temps secondaires et tertiaires.

Mais les méthodes, et même les idées nouvelles, ne sont qu'un moyen, qu'un instrument d'étude, et toujours en fin de compte il faudra les juger aux résultats, c'est-à-dire aux progrès qu'elles ont fait faire dans la connaissance de l'histoire du globe. C'est là réellement qu'il faut voir la grandeur de l'œuvre de M. Suess; il faut se rappeler ce que l'on pouvait dire il y a trente ans des traits généraux de cette histoire, et comparer le tableau que nous pouvons en faire actuellement : la complexité des chaînes de montagnes ramenée à trois grandes unités, qui s'échelonnent du nord vers la région méditerranéenne; les énormes massifs de l'Asie et les petits massifs épars de l'Europe également rattachés à ces trois ensembles; les tassements qui ont partiellement morcelé ces chaînes, et qui, pendant les périodes tertiaire et quaternaire, se sont renouvelés aux pieds des Alpes, en créant les fosses méditerranéennes; le retour « posthume » de plis plus faibles, mais semblablement orientés, sur l'emplacement des anciennes zones de plissement; l'existence d'un très ancien continent équatorial, qui s'est lui aussi morcelé au début des temps secondaires en donnant naissance à l'Océan Indien et peut-être à une partie de l'Océan Atlantique; l'âge différent des grands Océans, correspondant à la différence de

structure de leurs bords ; les mêmes alternatives de mouvements et de dépôts semblables se retrouvant pour les anciennes mers, des plaines des États-Unis à celles de la Russie; tout cela était ignoré ou à peine soupçonné ; tout cela est aujourd'hui classique et incontesté. Et l'intérêt de ces traits fondamentaux s'accroît encore, quand on voit combien facilement se groupent autour d'eux les observations anciennes ou récentes ; combien s'éclairent les géologies régionales et se simplifient les détails. Une vue d'ensemble a remplacé la série des vues partielles; c'est là, je le répète, l'inappréciable progrès dont nous aurons été témoins.

M. Suess, naturellement, a dû chercher à montrer que les faits constatés étaient *explicables*, qu'ils n'étaient pas en contradiction avec les données des autres sciences ; il a dû chercher aussi à quelles conséquences théoriques pouvaient mener ces essais d'explication. Mais ce serait, je crois, bien mal comprendre le caractère de l'*Antlitz der Erde* que de voir dans ces essais une véritable doctrine, et surtout de voir dans cette doctrine le résumé de l'ouvrage. Les discussions qui se sont élevées sur le sens vrai des mouvements de l'écorce, sur les caractères de la dissymétrie des chaînes, sur le rôle des massifs résistants, se rapportent toutes à ces prétendus points de doctrine. Je n'en conteste pas l'intérêt, je n'oublie pas l'importance que l'auteur lui-même semble attacher à ces questions ; je veux seulement rappeler qu'elles ne constituent pas l'essence du livre, qu'elles n'en sont ni le point de départ ni le résultat nécessaire, qu'elles y occupent même une place bien restreinte et qu'elles pourraient en disparaître sans que la portée de l'ensemble s'en trouvât amoindrie. Peut-être dans l'avenir en jugera-t-on autrement ; peut-être même sera-ce un des titres de gloire de M. Suess d'avoir soulevé ces questions ; mais elles sont de celles sur lesquelles il est difficile actuellement d'asseoir ses idées d'une manière définitive.

La science géologique a progressé d'une manière continue, depuis le jour où les écoles de Werner et de Hutton ont substitué

à la série des essais individuels la solidarité des efforts et des recherches. Les problèmes, posés d'abord dans toute leur généralité, ont dû pendant un temps se préciser et se restreindre pour pouvoir être abordés utilement. La géologie a volontairement limité son domaine et rapetissé ses horizons, en se bornant à la mise en œuvre des matériaux amassés ; le but immédiat a semblé alors contenir toute la science. Puis, peu à peu et par des conquêtes successives, les problèmes, posés cette fois sur des bases solides, ont repris leur ampleur primitive ; à l'idée des *formations universelles*, qui enthousiasma les disciples de Werner, nous pouvons même joindre celle des *déformations universelles ;* mais ce n'est plus seulement par intuition et à un point de vue philosophique, c'est pratiquement que les questions élargies embrassent toute la surface du globe. Nous assistons ainsi au dernier terme de la révolution inaugurée il y a cent ans par Werner et par Hutton ; on peut dire qu'avec le second siècle de son existence, une ère nouvelle commence pour la géologie.

Nous ignorons encore ce que sera cet avenir. Les méthodes en tout cas ne seront pas changées, et l'observation de détail sur le terrain restera la condition première et l'élément essentiel du progrès. Peut-être quelque nouveau critérium de certitude permettra-t-il d'aborder de nouveaux problèmes ; peut-être arrivera-t-on à préciser un lien entre les phénomènes géologiques et ceux de la physique terrestre, ou surtout de l'astronomie. Il faut savoir attendre ; la création d'une science, comme celle d'un monde, demande plus d'un jour ; mais quand nos successeurs écriront l'histoire de la nôtre, ils diront, j'en suis persuadé, que l'œuvre de M. Suess marque dans cette histoire la fin du premier jour, celui où la lumière fut.

M. BERTRAND.

LA
FACE DE LA TERRE

INTRODUCTION[1]

Forme en pointe des continents. — Grande profondeur des océans. — Différences entre le domaine pacifique et le domaine atlantique. — Effondrements. — Qu'est-ce qu'une « formation » [terrain] géologique ? — Cycles de développement. — La terminologie stratigraphique de l'Europe peut s'appliquer à l'ensemble du globe. — Importance des transgressions. — Indépendance entre l'allure des anciennes lignes de rivages et la structure des montagnes. — Plan de l'ouvrage.

Si un observateur, du sein de l'espace céleste, pouvait, en se rapprochant de notre planète, écarter les bandes de nuages d'un brun rougeâtre qui obscurcissent notre atmosphère et contempler la surface du globe telle qu'elle se présenterait à lui, au cours d'une rotation diurne, le trait qui frapperait le plus ses regards serait le rétrécissement progressif des continents vers le sud.

C'est là, en effet, la particularité la plus caractéristique de notre mappemonde, comme on l'a toujours remarqué depuis que l'on en connaît l'aspect général. Cette forme en pointe se répète sous les latitudes les plus diverses : le cap Horn, le cap de Bonne-Espérance, le cap Comorin dans l'Inde, le cap Farewell au Groenland en sont autant d'exemples bien connus.

On a essayé de l'expliquer par l'hypothèse d'une accumulation des eaux marines vers le pôle Sud, à l'époque actuelle; mais ces promontoires ne s'abaissent point sous la mer d'une manière graduelle : ils sont au contraire rocheux et, la plupart du temps, c'est brusquement que le sol descend à leur pied jusqu'à de grandes profondeurs. Une accumulation d'eau autour du pôle Nord ne dé-

[1. Traduit par Emm. de Margerie.]

terminerait pas, dans le tracé des lignes de rivages, de formes analogues.

Ce dessin doit donc être en rapport avec la structure même des parties extérieures de la planète. —

Aucun doute ne pourrait subsister à cet égard dans l'esprit de notre observateur, s'il parvenait à écarter les mers, comme précédemment les nuages, et à contempler la charpente rocheuse du globe dans sa nudité. La profondeur extraordinaire des bassins océaniques, en comparaison avec la faible hauteur des continents, et la brusque déclivité d'une grande partie des côtes frapperaient alors sa vue.

Alexandre de Humboldt comparait déjà très justement les continents à des « plateaux », se dressant au-dessus des grandes dépressions.

Carpenter évalue la hauteur moyenne des continents, en nombres ronds, à 1 000 pieds [304 m.] au maximum, et la profondeur moyenne des mers à 13 000 pieds [3 962 m.][1].

Krümmel, en s'appuyant sur les calculs de Leipoldt, propose les chiffres de 440 mètres pour la hauteur moyenne des continents et de 3 438^{m},4 (1 880 brasses) pour la profondeur moyenne des mers[2]. D'après ces données, si toutes les inégalités du relief venaient à disparaître, la surface entière de la planète serait recouverte d'une couche d'eau dont l'épaisseur uniforme atteindrait 2 520 mètres ou 1 375 brasses[3].

La valeur moyenne des inégalités existantes, valeur que l'on obtient en additionnant la hauteur moyenne des continents et la profondeur moyenne des mers, serait donc de 14 000 pieds [4 267 m.] d'après Carpenter, et de 3 878^{m},4 d'après Krümmel[4]. Mais notre

1. W. Carpenter, *Land and Sea, considered in Relation to geological Time*; Lecture Royal Institution of Great Britain. Jan. 23^{d}, 1880, p. 4.

2. O. Krümmel, *Versuch einer vergleichenden Morphologie der Meeresräume*, in-8°, Leipzig, 1879, p. 102, 106, 107. [D'après Penck, ces chiffres doivent être rectifiés comme suit : hauteur moyenne des continents : 735 m.; profondeur moyenne des océans : 3 650 m. (*Morphologie der Erdoberfläche*, I, Stuttgart, 1894, p. 151 ; on trouvera dans cet ouvrage, p. 146-152, un historique détaillé des évaluations antérieures). Tout récemment, H. Wagner est arrivé aux chiffres de 700 m. et — 3 500 m.; *Areal und mittlere Erhebung der Landflächen, sowie der Erdkruste. Eine kritische Studie* (Beiträge zur Geophysik, herausgegeben von G. Gerland, II, p. 667-772, pl. V, Stuttgart, 1895).]

[3. 8 980 p. (2 736 m.), d'après H. R. Mill (*The Vertical Relief of the Globe*, Scottish Geogr. Magazine, VI, 1890, p. 183). D'après ce géographe, le niveau moyen de la croûte terrestre (« mean sphere level ») coïncide avec l'isobathe de 1 400 brasses ou 8 400 pieds anglais (2 560 m.); A. Romieux donne pour la position de cette « surface d'équidéformation » le chiffre de — 2 360 m. (*Relations entre la déformation actuelle de la croûte terrestre et les densités moyennes des terres et des mers*, C. R. Acad. Sc., CXI, 1890, p. 994-996); H. Wagner adopte — 2 300 m. (mém. cité).]

[4. On obtient 4 385 m. en adoptant les chiffres de Penck, ou 4 200 m. avec ceux de H. Wagner.]

observateur, en regardant le globe dépouillé de son enveloppe liquide, trouverait le contraste entre les dépressions et les saillies plus accusé encore que ces chiffres ne l'indiquent, car, dans leur détermination, on n'a pas tenu compte d'une circonstance qui masque en grande partie la raideur des côtes et l'opposition entre les terres et les mers : l'attraction exercée par les continents sur la masse océanique.

On part ordinairement de l'hypothèse que la surface des mers est partout à la même hauteur, c'est-à-dire que tous ses points, et par conséquent toutes les parties des rivages, sont également éloignés du centre de la terre. Or cette hypothèse, quoique servant de base à une grande partie de nos travaux géodésiques, n'est pas soutenable. Depuis les travaux déjà anciens de Saigey et de Stokes, et surtout depuis les recherches de Fischer et l'exposé très clair que Hann a donné de la question, on doit considérer comme démontré que les masses des continents exercent une attraction notable sur les mers voisines et que, par conséquent, la surface des mers s'élève vers les continents [1].

Si donc l'on fait, à travers l'un des grands océans, une coupe menée dans le plan d'un parallèle de latitude, on trouvera que la surface des eaux, au milieu de l'océan, est plus rapprochée du centre de la terre que sur les bords. D'après Fischer, la différence de hauteur, en mètres, serait approximativement égale à 122 fois la différence des nombres d'oscillations pendulaires en vingt-quatre heures; ce qui donnerait, pour une différence de 9 oscillations, par exemple, entre une île océanique et la côte, une différence de hauteur réelle de 1 100 mètres ou 3 380 pieds. Les rivages des continents et les continents eux-mêmes paraissent donc beaucoup plus bas qu'ils ne le sont; ce relèvement de la mer atténue en grande partie l'opposition qui existe en réalité entre continents et océans [2].

1. Fischer, *Untersuchungen über die Gestalt der Erde*, in-8°, 1868; Hann, *Ueber gewisse beträchtliche Unregelmässigkeiten der Meeresniveau's* (Mitth. Geogr. Ges. Wien, VIII, 1875, p. 554-569).

2. Listing a cherché à déterminer la valeur de l'attraction pour un grand nombre de localités et a trouvé les chiffres suivants : Londres, 118 m.; Paris, 263 m.; île Marañon (côte nord du Brésil), 567 m.; île Bonin, — 1 309 m.; Sainte-Hélène, — 847 m.; Spitzberg, — 217 m.; Berlin, 37^{m},7.; Königsberg, 92^{m},6 (*Neue geometrische und dynamische Constanten des Erdkörpers*, Nachrichten d. k. Gesellsch. d. Wiss. zu Göttingen, 1877, p. 749-815). [D'après les derniers travaux de Helmert (*Ueber die Schwerkraft im Hochgebirge, insbesondere in den Tiroler Alpen*, Veröffentl. d. k. preuss. geodät. Inst. Berlin, 1890) et de W. Hergesell (*Ueber die Formel von G. Stokes zur Berechnung regionaler Abweichungen des Geoids*. Inaug.-Diss. Strasbourg, 1891), l'écart entre le géoïde et la surface de l'ellipsoïde de révolution ayant même volume ne dépasserait en aucun

L'importance de cet état de choses apparaîtra nettement, si l'on imagine que cette attraction vienne à cesser : la partie des mers qui, actuellement, se relève contre la bordure des continents s'abaisserait, les baies pénétrant profondément à l'intérieur des terres seraient en grande partie asséchées, les continents gagneraient un peu en étendue et beaucoup en hauteur et en continuité. Mais, en même temps que les continents seraient ainsi mis en saillie, les mers augmenteraient de profondeur, et l'égale répartition des masses liquides précédemment retenues par les continents suffirait peut-être pour submerger d'une manière permanente, au milieu de l'océan, un grand nombre d'îles basses.

Ainsi, les sondages que l'on fait en s'avançant de la côte vers la pleine mer doivent être rapportés à une ligne de comparaison qui est, non pas horizontale, mais concave, ce qui modifie d'une manière très sensible le profil du fond.

Carpenter évalue, comme on l'a déjà dit, la hauteur moyenne des continents à 1 000 pieds au maximum, et Krümmel à 440 mètres. L'exemple choisi pour mettre en évidence le rôle de l'attraction nous a donné 1 100 mètres pour le relèvement de l'océan, par conséquent beaucoup plus du double, presque le triple de la hauteur moyenne des continents, en admettant l'évaluation la plus forte. A supposer que ce chiffre représente une exception, et quand bien même la valeur moyenne de l'attraction n'atteindrait pas la moitié du nombre correspondant, ce que je ne suis pas d'ailleurs en mesure d'apprécier, il n'en reste pas moins là les éléments d'une correction très sérieuse à faire subir aux idées qui ont eu cours jusqu'à présent.

De plus, si l'on cherche à déterminer l'écart entre la ligne de hauteur moyenne des continents et la ligne de profondeur moyenne des mers, c'est-à-dire la valeur moyenne des différences de relief, on voit qu'il ne suffit pas d'ajouter l'un à l'autre les deux chiffres de Krümmel, 440 mètres + $3\,438^{m},4 = 3\,878^{m},4$, comme on l'a fait plus haut. Il y a lieu d'introduire, en outre, un nombre pour représenter l'effet de l'attraction, ce qui portera la somme à une valeur notablement plus forte, bien supérieure en tout cas à 4 000 mètres. Ce serait là seulement la vraie mesure moyenne des inégalités qui se montreraient à notre observateur.

Une longue série de problèmes des plus difficiles se posent ainsi

point ± 200 ou 250 m. (Penck, *Morphologie der Erdoberfläche*, I, p. 9). De son côté, E. von Drygalski (Zeitschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1887) a montré qu'on avait sensiblement exagéré la valeur de l'attraction exercée par les masses continentales.]

pour nous, à la suite de ce premier examen des grands traits de la surface terrestre.

Comment ont pu se former ces grandes profondeurs de la mer

Sous l'impression de leur extraordinaire amplitude, et dans la conviction que les anciennes idées sur les soulèvements et les affaissements du sol ne suffisent pas pour rendre compte de différences de relief aussi accusées et aussi générales, une opinion a pris naissance, d'après laquelle les changements tant de fois cités qu'a subis la distribution des terres et des mers ne se sont produits, et ne sont même possibles, que dans des limites relativement étroites : la configuration générale des masses continentales et des cuvettes océaniques n'aurait pour ainsi dire pas varié, dans ses traits généraux, depuis l'origine[1].

Il semble bien, en effet, que la submersion de nos continents actuels, aux époques antérieures à la nôtre, depuis le milieu de la période silurienne, n'ait jamais été poussée au delà d'une fraction relativement minime de la profondeur moyenne des mers actuelles. Murray a démontré en détail, et d'une manière concluante, que les sédiments des grandes profondeurs sont d'origine exclusivement organique, volcanique, ou météorique : ils restent purs de tout mélange avec des particules minérales arrachées à la surface des continents, et diffèrent, par conséquent, de la presque totalité des dépôts marins que l'on rencontre dans nos montagnes ou dans nos plaines, dépôts dont les analogues se forment aujourd'hui à une faible distance des côtes et sous des profondeurs médiocres[2].

Les intercalations fréquentes de dépôts d'eau douce pendant les périodes récentes, de même que le remplacement concomitant des faunes terrestres les unes par les autres — fait qui rend si manifeste la continuité de la vie sur le sol émergé, — peuvent être regardés comme une confirmation de cette manière de voir, en ce qui concerne les divisions les moins anciennes de l'histoire géologique.

D'autre part, l'épaisseur des dépôts marins qui entrent dans la constitution des continents est parfois si énorme qu'il est difficile de s'expliquer l'absence de tout indice abyssal ; et ce n'est pas seulement la manière dont ces masses puissantes de sédiments ont été incorporées aux continents qui reste un problème : l'on se

1. L. Agassiz, *Report upon Deep-Sea Dredgings* (Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard College, Cambridge, Mass., I, n° 13, 1869, p. 368) : Dana (Amer. Journ. Sc., 3d ser., VI, 1873, p. 169) ; Geikie, *On Geographical Evolution* (Proc. Roy. Geogr. Soc., new ser., I, 1879, p. 422-443).

2. Murray, *On the Distribution of Volcanic Debris over the Floor of the Ocean* (Proc. Roy. Soc. Edinburgh, IX, 1877, p. 247-261) ; et dans plusieurs autres publications.

demande où étaient les terres émergées dont la dégradation a servi à édifier ces masses elles-mêmes. Il suffit de rappeler les milliers de pieds que les calcaires triasiques et rhétiens atteignent dans les Alpes, et l'épaisseur d'un terrain beaucoup plus récent, le Flysch, sans parler du grand développement des dépôts paléozoïques en Angleterre. Dans la Pennsylvanie centrale, d'après une coupe mesurée par Ashburner, la somme des épaisseurs atteint, pour les couches comprises entre l'horizon de l'*Alleghany River Coal Series* et le calcaire de Trenton — en laissant de côté, par conséquent, les termes les plus inférieurs du Silurien, — 18 394 pieds [5 790 m.][1].

Il ne serait guère difficile de citer un bon nombre de régions où la puissance totale des terrains sédimentaires arrive à être égale à la profondeur moyenne des mers actuelles, et atteint, par conséquent, de 4 000 à 5 000 mètres. A s'en tenir aux idées régnantes, quelle amplitude ne doit-on pas dès lors attribuer à des dépressions où, sans parler de la hauteur d'eau, l'épaisseur même des sédiments accumulés mesurait de pareils chiffres?

Le rôle si important que les terrains paléozoïques jouent dans la constitution des continents, en Chine par exemple, est un irrécusable témoignage de la grandeur des changements effectués. Il se peut que les socles surélevés qui servent de base à nos continents soient très anciens; peut-être remontent-ils en grande partie jusqu'à une époque des temps mésozoïques fort lointaine; en tout cas, pour l'ère paléozoïque, on ne saurait souscrire à la doctrine de la permanence générale de position des terres émergées, et les parties de la bordure des continents qui coupent à angle droit la direction des chaînes de montagnes récentes ne datent même certainement que d'une époque très peu reculée.

Il ne s'agit donc pas, en considérant la forme en pointe des masses continentales, d'un trait fixé une fois pour toutes et resté invariable depuis l'origine; mais, dans tout essai d'interprétation des mouvements et des changements de forme subis par l'écorce terrestre, on devra tenir compte de cette particularité si frappante de la surface planétaire. —

Imaginons encore que notre observateur se soit suffisamment rapproché du globe terrestre, non plus seulement pour être en état de distinguer les contours des continents et leur chute abrupte sur les bords, mais aussi pour pouvoir se rendre compte des rapports existant entre ces contours des masses émergées et le tracé des

1. C. A. Ashburner, *A measured section of the Palaeozoic Rocks of Central Pennsylvania* (Proc. Amer. Phil. Soc. Philadelphia, XVI, 1877, p. 519-560).

chaînes de montagnes qui en accidentent la surface. Il reconnaîtra alors que, sur cette planète, on peut distinguer deux domaines, où les limites des bassins maritimes affectent une allure essentiellement différente à l'égard des chaînes de montagnes des continents voisins.

De Chittagong, à l'extrémité septentrionale du golfe du Bengale, jusqu'à Java et le long de la côte asiatique de l'Océan Pacifique, en passant par le Japon et les Kouriles, puis, plus à l'est, par les îles Aléoutiennes jusqu'à l'Alaska, on rencontre sur le continent lui-même ou dans les longues rangées d'îles qui lui servent de bordure des lignes plus ou moins continues de chaînes de montagnes, dont la direction est parallèle au tracé du rivage ou dessine une courbe concave vers la terre, de manière que les îles entourent le continent comme autant de guirlandes rattachées l'une à l'autre : il existe donc ici un rapport indéniable entre la délimitation extérieure du continent et sa structure.

La liaison entre le tracé des rivages et la direction des chaînes de montagnes est tout aussi manifeste le long de la côte ouest de l'Amérique du Nord, jusqu'à la Californie, et à travers toute l'Amérique du Sud.

Ainsi, du Gange au cap Horn, cette corrélation est la règle; c'est le *type pacifique*.

A peine avons-nous dépassé le cap Horn que les choses se montrent complètement changées. Les montagnes s'infléchissent vers l'île des États, et le cap Horn lui-même suit encore la règle pacifique. Mais cette règle ne s'applique plus au littoral de la Patagonie et du Brésil, et même à l'ensemble de la côte orientale de l'Amérique jusqu'au Groenland, sauf dans la région des Antilles. Quand une chaîne se trouve à proximité de la mer, comme les Appalaches, elle lui tourne le dos; on n'observe pas le moindre rapport de cause à effet entre le tracé des rivages et la structure du continent. C'est ce qui se passe aussi pour toute la côte occidentale de l'Ancien Monde, à l'exception d'une partie des Pyrénées cantabriques : l'Écosse, la Bretagne, le Portugal fournissent des exemples frappants de lignes de côtes venant couper à angle droit les directions structurales; et, dans le Nord de l'Écosse notamment, il est facile de constater que les grandes failles orientées vers le nord-est qui traversent toute la contrée aboutissent à la mer, tandis que, dans l'intervalle, la forme dentelée des rivages est l'indice des effondrements qui leur ont donné naissance[1].

1. Judd, *The Secondary Rocks of Scotland*, I (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIX, 1873, p. 130 et pl. VII, carte du Moray Firth).

Cette indépendance entre le tracé des rivages et celui des chaînes de montagnes est caractéristique pour la région *atlantique*.

Les contours actuels de la couverture liquide de la planète coïncident donc, dans la plus grande partie du domaine pacifique, avec des traits de la structure du globe faciles à reconnaître, tandis que, dans le domaine atlantique, une semblable concordance n'existe pas. Or, si l'on essaye d'appliquer cette distinction à l'Océan Indien, l'on constate que toute la côte orientale de l'Afrique, les côtes de l'Arabie et celles de la presqu'île hindoue jusqu'au Gange sont disposées de la même manière que celles de l'Océan Atlantique, et qu'il en est de même, beaucoup plus au sud-est, pour les côtes australiennes, mais que dans l'intervalle, de Chittagong jusqu'au delà de Java, comme on l'a déjà vu, c'est la structure pacifique qui se présente. Cherchons maintenant la limite des deux régions dans l'intérieur du continent. Des plaines basses du Bengale, cette limite court vers le nord-ouest le long des chaînes extérieures de l'Himalaya, suit, à partir du Pandjab, l'Indus jusqu'à son embouchure, puis le golfe Persique et le cours inférieur de l'Euphrate et se prolonge, comme on le verra plus loin, dans des conditions assez compliquées, par le golfe de Gabès et le Maroc jusqu'à la côte africaine de l'Atlantique. C'est ainsi que les trois grandes masses de l'Afrique, de la presqu'île hindoue et de l'Australie, dont les contours maritimes suivent le type atlantique, se trouvent séparées du reste de l'Ancien Monde vers le nord.

Les chaînes de montagnes les plus imposantes sont subordonnées elles-mêmes à des ensembles tectoniques de proportions beaucoup plus vastes, qui dominent le globe tout entier. L'on peut observer et décrire la disposition des couches dans une région quelconque, sans avoir à se préoccuper de ce qui se passe en dehors de ses limites; mais il est impossible de donner une explication de cette structure si l'on n'a présents à l'esprit les rapports qui unissent la région étudiée à l'ensemble des chaînes de montagnes, telles qu'elles sont réparties à la surface du globe. —

Laissons maintenant notre observateur mettre le pied sur les verts gazons de notre Terre, pour examiner de plus près l'allure des couches dans les différentes chaînes de montagnes. En franchissant monts et vallées, il n'aperçoit que bien peu de traces des mouvements violents qui ont affecté tant de portions de la surface terrestre. Les saillies sont usées et dégradées par le temps, les dépressions comblées et couvertes de débris. Des chaînes puissantes sont réduites à l'état de collines ou même complètement nivelées, des cas-

sures dont les deux lèvres ont joué de plusieurs milliers de pieds échappent si bien au regard, que leur existence même n'est plus révélée qu'accidentellement par des travaux souterrains.

La faille du tunnel de Fuveau près de Marseille, dont le rejet atteint environ 1 200 mètres, et qui amène le Muschelkalk en contact avec des couches beaucoup plus récentes, n'avait absolument pas été soupçonnée à la surface du sol[1].

Les frères Rogers admettent, dans les bassins houillers de la Virginie, des affaissements de couches pouvant atteindre de 7 000 à 8 000 pieds [2130-2440 m.][2]; et, d'après Lesley, le flanc ouest de l'anticlinal de Cove Canoe, dans la même région, est abaissé en

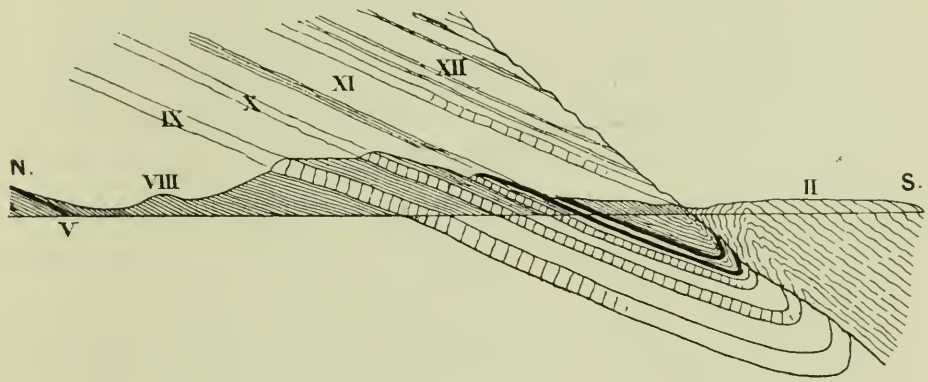


Fig. 1. — Coupe schématique d'une faille-inverse en Virginie, d'après J. P. Lesley (*The geological structure of Tazewell, Russell, and Wise Counties, in Virginia;* Proc. Amer. Phil. Soc., XII, 1871, p. 491, fig. 2).

II, Calcaires du Silurien inférieur; V, Minerai de fer du Silurien supérieur; VIII, IX, X, Dévonien (grès et schistes); XI, Schistes rouges; XII, Conglomérats du terrain houiller.

profondeur par une faille longue de 20 milles anglais [32 kilom.], dont le rejet atteint au moins 20 000 pieds [plus de 6 000 m.][3] (fig. 1).

Si l'on essaie, pour une région quelconque dont la structure soit bien connue, de supprimer par la pensée les effets de la dénudation, on arrive très souvent à attribuer aux montagnes des altitudes qui, d'ailleurs, n'ont peut-être jamais été réalisées, parce que l'activité de l'érosion a pu marcher de pair avec le développement du phénomène orogénique, mais qui n'en représentent pas

1. L. Dieulafait, *Étude géologique des terrains traversés par un tunnel, destiné à mettre en communication directe avec la mer le bassin à lignite de Fuveau.* (C. R. Acad. Sc., LXXX, 1879, p. 351-352). [La localité à laquelle il est fait allusion est située près de Simiane, au sud-ouest de Gardanne; voir la feuille d'*Aix*, n° 235, de la *Carte géologique détaillée de la France*, 1889.]

2. H. D. Rogers, *The Geology of Pennsylvania*, in-4°, Philadelphia, 1858, vol. II, part 2, p. 897.

3. Dana, *Manual of Geology*, 3d ed., p. 399.

moins la vraie mesure des mouvements verticaux effectués. Que l'on imagine, par exemple, l'épais manteau paléozoïque de la Saxe, qui n'apparaît plus aujourd'hui que plissé à la lisière septentrionale du massif, se poursuivant par-dessus l'Erzgebirge, à la place des petits lambeaux de Grès Rouge ou de Craie qui dénotent la haute antiquité de cette dénudation; ou encore, que l'on empile sur les roches anciennes des Alpes seulement une partie des terrains secondaires qui forment les zones latérales, et combien nos montagnes présenteront alors un aspect différent! C'est ainsi que Clarence King, dans la région du Grand Lac Salé, en prolongeant les couches paléozoïques vers l'ouest, jusqu'à l'arête de la faille suivant laquelle s'abaisse la partie occidentale des monts Wahsatch, admet pour cet accident une dénivellation d'au moins 30 000 pieds [plus de 9 000 m.], et même de 40 000 [plus de 12 000 m.] si l'on fait entrer en ligne de compte le terrain crétacé[1]. Là est le grand intérêt du stéréogramme des monts Uinta, dressé par Powell sous l'inspiration de Gilbert, et qui, seul, permet de saisir les proportions réelles de l'affaissement subi par les contrées adjacentes[2] (fig. 2).

Nous aurons d'ailleurs l'occasion de montrer que ce ne sont pas seulement quelques accidents de ce genre qui traversent l'écorce terrestre, mais que de vastes régions sont ainsi découpées par de véritables systèmes de cassures. —

Mais laissons de côté toute cette série de constatations; notre observateur a reconnu successivement, sous les zones des nuages, la forme en pointe des continents, puis, sous les mers, la grande profondeur des bassins océaniques; il a remarqué la diversité d'aspect qui existe entre le versant pacifique et le versant atlantique, et enfin l'oblitération parfois si complète des grandes cassures : faisons-le maintenant descendre du sommet des montagnes jusque dans nos écoles : de voyageur, il devient auditeur. Les principes de cette branche transcendante de la Science qu'est la Géologie lui sont exposés. Il entend parler du prodigieux accroissement que la découverte de l'analyse spectrale est venue donner à l'étendue des connaissances humaines, puis des diverses phases du refroidissement dans lesquelles se trouvent aujourd'hui les différents corps célestes, des conséquences qui en découlent au point de vue de la

1. Clarence King, *U. S. Geological Exploration of the 40th Parallel*, in-4°, vol. I, 1873, p. 44; Emmons, *ibid.*, vol. II, p. 340.

2. J. W. Powell, *Report on the Geology of the Eastern Portion of the Uinta Mountains*, in-4°, 1876, p. 175; Atlas, pl. III.

formation de notre système solaire et en ce qui concerne la première et longue période de l'existence de notre planète, quand les conditions nécessaires à la vie organique n'étaient pas encore réalisées; il apprend ensuite que plus tard ont apparu l'eau, l'air et la

Fig. 2. — Stéréogramme des Monts Uinta, d'après Powell.

Cette figure représente l'allure d'une couche supposée continue, au moyen d'une série de coupes verticales équidistantes, rabattues en plan autour de leur trace. — Échelle des hauteurs et des longueurs = 1 : 1.000.000 environ.

vie, et que l'on divise le temps écoulé depuis lors en périodes [*terrains* ou *systèmes*], en époques et en étages.

Si notre auditeur en est parvenu à ce point, s'il est arrivé au seuil de la Géologie stratigraphique et, en même temps, de l'histoire de la vie, il se voit assailli par une masse formidable de détails sur la distribution, l'allure, la composition minéralogique, les usages industriels et les fossiles de chacune des subdivisions pratiquées dans l'échelle des terrains. Il s'arrête et se demande :

Mais qu'est-ce donc, à proprement parler, qu'un *terrain* géologique? Quelles sont les conditions qui en déterminent le commencement et la fin? Comment peut-on expliquer que, précisément, le plus ancien de tous, le terrain silurien, se retrouve avec des caractères aussi constants dans des régions aussi éloignées, du lac Ladoga jusqu'aux Andes Argentines et de l'Amérique arctique jusqu'en Australie? Et comment se fait-il que l'assimilation de certains horizons appartenant à divers terrains, et leur distinction d'avec d'autres horizons, aient pu être établies à travers de pareilles distances, si bien même, qu'en fait, ces divisions stratigraphiques s'étendent à la Terre entière?

Cette question est, à coup sûr, parfaitement justifiée; mais si nous pouvions réunir aujourd'hui, en un brillant tribunal, les maîtres les plus fameux de notre Science, et leur soumettre à tous cette question de l'élève, je doute que leur réponse fût unanime, je ne sais même pas si l'on en formulerait d'une manière positive. Ce qui est certain, c'est que cette réponse n'aurait pas toujours été la même pendant le cours des dernières dizaines d'années.

Reportons-nous vers la période comprise entre 1849 et 1859 : partout, la doctrine des créations successives règne incontestée. Chacune des grandes divisions des temps géologiques est considérée comme correspondant à un acte de création spécial. De profondes divergences se manifestent d'ailleurs quant aux circonstances qui amènent la disparition d'une faune. De vifs débats sur ce point s'élèvent en Belgique et en France. L'opinion la plus répandue est que le soulèvement des chaînes de montagnes doit être considéré comme la cause de ces cataclysmes; l'on cherche donc un accord entre les résultats de la Paléontologie et les essais tentés par Élie de Beaumont pour démontrer que la distribution des chaînes de montagnes, dans le temps et dans l'espace, est soumise à une régularité géométrique.

Dumont, combattu par *de Koninck*, soutient que la différenciation des climats en zones a toujours existé; des faunes telles que la faune silurienne, la faune dévonienne et la faune carbonifère ont très bien pu vivre simultanément sous différentes latitudes, et s'avancer l'une après l'autre des pôles vers l'équateur. Dumont ne conteste d'ailleurs nullement la valeur et la justesse des vues d'Élie de Beaumont; mais, à côté du soulèvement des montagnes, considéré comme ayant été rapide, il tient compte des mouvements lents de l'écorce terrestre, de l'avancée ou du recul de certains dépôts sur de grandes étendues, et il utilise ces phéno-

mènes en définissant les termes de sa classification détaillée des terrains tertiaires. On peut dire que Dumont cherche à introduire la notion des transgressions à côté de celle des discordances[1].

Barrande examine jusqu'à quel point il convient de regarder les soulèvements de montagnes comme des phénomènes locaux; il s'en tient à l'opinion d'Élie de Beaumont, d'après laquelle chaque « système de montagnes » peut s'étendre sur un arc compris entre deux grands cercles faisant entre eux un angle de 20 degrés à l'équateur; il attend, d'une comparaison entre l'échelle des divisions déterminées par la Paléontologie et la chronologie des discordances, de nouveaux progrès[2].

Bientôt après, *d'Archiac* insiste sur l' « *innocuité complète* des grandes dislocations de l'écorce terrestre sur la loi qui préside à la succession des êtres »[3]; puis, en 1859, *Hébert* montre l'extension, du Jura au Hanovre et jusqu'en Angleterre, des couches d'eau douce qui séparent le terrain jurassique et le terrain crétacé, extension qu'il explique par des oscillations d'ensemble, n'ayant rien de commun avec les soulèvements locaux des chaînes de montagnes[4].

Tandis qu'en France la vieille idée de la destruction subite et répétée de tous les organismes perd chaque jour du terrain, en Angleterre, *Edw. Forbes* a déjà montré comment on peut distinguer, dans la faune actuelle de l'Europe, des éléments d'âge différent[5], et, dans l'Allemagne du Nord, *Beyrich* a délimité, au sein des couches tertiaires, le terrain oligocène, en se basant essentiellement sur une transgression observée dans un très grand nombre de points[6]. Des traces subsistent encore cependant d'une opinion antérieure, dont *Brocchi* est le père, et d'après laquelle il y aurait, pour la vie des espèces comme pour celle des individus, une limite déterminée d'avance, de telle sorte que l'intervention d'une cause

1. A. Dumont, *Note sur l'emploi des caractères géométriques résultant des mouvements lents du sol, pour établir le synchronisme des formations géologiques* (Bull. Acad. Roy. de Belgique, XIX, 2e part., 1852, p. 514-518).

2. Barrande, *Observations sur les rapports de la stratigraphie et de la paléontologie* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., IX, 1854, p. 311-326).

3. D'Archiac, *Histoire des progrès de la géologie*, VII, *Terrain jurassique*, 1857, p. 599.

4. Hébert, *Observations sur les phénomènes qui se sont passés à la séparation des périodes géologiques* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., XVI, 1859, p. 596-605).

5. Ed. Forbes, *On the Connexion between the Distribution of the existing Fauna and Flora of the British Isles and the Geological Changes which have affected their area* (Mem. Geol. Survey of Great Britain, I, 1846, p. 336-432).

6. Beyrich, *Ueber den Zusammenhang der Norddeutschen Tertiärbildungen* (Abhandl. k. Akad. Wiss. Berlin, 1855, p. 1-20, carte).

extérieure ne serait pas nécessaire pour en amener la disparition[1].

Vers 1859, la plupart des naturalistes cherchaient la cause des différences présentées par les terrains successifs et par leurs faunes dans des oscillations lentes et très générales des continents, et dans des changements de climat, peut-être en rapport eux-mêmes avec ces oscillations.

C'est alors que parut le livre de *Darwin* sur l'origine des espèces : « Plus la sélection, dit-il, a dû agir sur une grande échelle, plus aussi le nombre des variétés intermédiaires qui ont existé autrefois sur le globe doit être énorme. Pourquoi donc, alors, chaque formation géologique et même chaque couche n'est-elle pas remplie de ces formes de transition ? Assurément, la Géologie ne nous révèle pas l'existence d'une chaîne organique aussi parfaitement graduée ; et c'est en cela, peut-être, que consiste l'objection la plus naturelle et la plus grave que l'on puisse faire à ma théorie. Mais l'extrême imperfection des documents géologiques suffit, je crois, à la résoudre. »

Plus loin, Darwin ajoute : « Je pense que la Terre a récemment traversé l'un de ces *grands cycles* de transformation, et que l'on peut, en partant de cette idée, combinée avec la variation sous l'influence de la sélection naturelle, expliquer une multitude de faits dans la distribution actuelle des formes vivantes semblables ou voisines[2]. »

Ainsi, bien que ces mots ne se rapportent qu'à la distribution géographique des organismes actuels, ils montrent, et c'est là un point essentiel, que, pour Darwin lui-même, le développement de la vie a sans doute été *continu, mais non pas uniforme ;* il semble presque que le lecteur soit amené en face d'un nouveau problème : la réalité d'un rythme, encore inconnu, dans la succession des formes vivantes, rythme déterminé par les changements que subissent périodiquement les conditions extérieures d'existence.

Cette idée, nous la trouvons déjà exprimée dans ce passage remarquable d'Aristote : « Les mêmes lieux ne sont pas toujours de la terre ou toujours de la mer. La mer vient là où était jadis la terre ferme ; et la terre reviendra là où nous voyons la mer au-

1. Brocchi, *Riflessioni sul perdimento delle Specie; Conchiologia fossile subapennina*, 1814, I, p. 219-240 ; voir aussi H. von Meyer (Nova Acta Acad. Leop.-Carol., XVI, 1832, p. 474) ; *Zur Fauna von Oeningen*, p. 48 ; Ch. Darwin, *Journal of Researches*, p. 212 ; R. Owen, *British Fossil Mammalia*, p. 270 ; Barrande, *Parallèle entre les dépôts siluriens de Bohême et de Scandinavie*, p. 54.

2. Darwin, *On the Origin of Species;* ch. IX : *On the Imperfection of the Geological Record*, p. 280 de l'éd. de 1860 ; ch. XI : *Geographical Distribution*, p. 382.

jourd'hui. Il faut croire d'ailleurs que *ces phénomènes se succèdent selon un certain ordre et une certaine périodicité* [1]. »

Plus de vingt ans se sont écoulés depuis la publication du livre de Darwin. Les observations se sont multipliées; aujourd'hui, nous pouvons retrouver dans les débris du passé, avec beaucoup plus de précision qu'à cette époque, la généalogie des êtres, par exemple pour les carnivores, les solipèdes, les échinides et pour beaucoup d'autres groupes, et constater ainsi que les variations tendent toujours plus ou moins à se produire dans une même direction, dont les formes actuellement vivantes représentent le résultat provisoire. En même temps, pour les mammifères tertiaires notamment, les affinités entre deux faunes successives se montrent parfois tout aussi intimes que celles que l'on observe aujourd'hui entre deux faunes contemporaines habitant des régions contiguës.

Ainsi, la continuité de la vie ressort de plus en plus nettement de l'ensemble des études paléontologiques. Il n'en reste pas moins avéré, d'autre part, que nous ne voyons pas, au sein d'une même famille ou d'un même genre, les espèces se modifier d'une manière continue et à des époques différentes: au contraire, ce sont des associations entières, toutes les populations animales et végétales, les grandes unités dans l'économie de la nature, si je puis m'exprimer ainsi, qui font leur apparition ou disparaissent simultanément. Et cette circonstance est d'autant plus remarquable que les transformations éprouvées par les êtres marins sont loin de toujours coïncider, comme date, avec celles que subissent les êtres habitant la terre ferme, ainsi que cela a été démontré de la manière la plus probante pour les diverses subdivisions de la série tertiaire dans le bassin de Vienne : il faut y voir un indice certain du rôle joué par les changements dans les conditions extérieures d'existence.

Sans doute, les archives de la Géologie sont très incomplètes. C'est ce que montre nettement la récurrence locale de certains groupes. *Neumayr* a déjà utilisé la récurrence de quelques genres d'ammonites dans le terrain jurassique de l'Europe centrale pour fixer, dans leurs grandes lignes, les limites des provinces zoologiques pendant les différentes divisions de la période jurassique [2]. A plu-

1. Aristote, *Meteor.*, liv. I, ch. XIV. [Traduction de J. Barthélemy Saint-Hilaire, 1863, p. 86.]

2. Neumayr, *Ueber unvermittelt auftretende Cephalopodentypen im Jura Mitteleuropas* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVIII, 1878, p. 37-80).

sieurs reprises, des communications entre ces diverses provinces ont été établies ou supprimées; cependant, non seulement le synchronisme des subdivisions d'une province à une autre a pu être déterminé avec certitude dans un grand nombre de cas, en dépit des différences secondaires; mais, d'un bout de la Terre à l'autre, on voit succéder au type général bien connu du terrain jurassique le type non moins bien caractérisé du terrain crétacé; d'où l'on doit conclure qu'il y a eu des changements dont l'influence s'est étendue à un domaine plus vaste encore que ces grandes provinces elles-mêmes.

C'est sur cette circonstance qu'est fondée l'unité de la terminologie stratigraphique.

Dans les excellents travaux des géologues anglais sur l'Australie orientale, dans les rapports du Service géologique de l'Inde, les récits de nos voyageurs en Chine ou dans les régions arctiques, et les nombreuses publications dont l'Amérique du Nord nous gratifie, aussi bien que dans les mémoires des explorateurs allemands sur les Andes sud-américaines, les descriptions du Cap et les documents encore très incomplets, mais d'un haut intérêt, qui ont été recueillis sur les parties les plus difficilement accessibles de l'Afrique, — il est fait constamment usage, pour désigner les principaux termes de la série stratifiée, des expressions mêmes qui ont été choisies quand la classification des terrains sédimentaires a été établie, pour la première fois, dans une portion très limitée de l'Europe. En Nouvelle-Zélande ou dans le Victoria, toutes les fois du moins qu'il s'agit de dépôts marins, le géologue sait, aussi bien que dans le Nord de la Russie ou au Spitzberg, s'il a affaire à des terrains paléozoïques, à des terrains mésozoïques, ou à des terrains plus récents; et des expressions telles que « Calcaire carbonifère », « terrain jurassique », « Craie » ont conquis droit de cité, aujourd'hui, dans toutes les régions de la surface terrestre qui ont été explorées par des géologues.

La plus grande partie de cette nomenclature vient d'Angleterre, et elle a pu être conservée malgré l'apparition, dans l'Europe centrale déjà, de quelques terrains très puissants d'origine marine, dont les équivalents affectent en Angleterre des caractères très différents et sont, par suite, difficiles à reconnaître au premier abord. Telles sont les formations triasiques des Alpes Orientales et l'étage tithonique. En même temps, grâce aux travaux de *Abich* sur les gisements d'Arménie et à ceux de *Waagen* et de *Griesbach* dans l'Inde, nous apprenons à connaître des faunes marines qui tendent

de plus en plus à combler la profonde lacune existant en Europe vers le sommet du groupe paléozoïque. Toutefois, comme on le comprendra facilement, ce n'est pas la continuité dans la succession des dépôts marins, mais bien au contraire, si je puis ainsi parler, le degré moyen de fréquence des lacunes que cette succession présente dans le Sud-Est et le Centre de l'Angleterre qui y a facilité la conception de groupes naturels, bien mieux que là où les couches marines se succèdent d'une manière ininterrompue. Dans les régions où les lacunes de la série stratigraphique sont particulièrement importantes, et où l'on observe, par exemple, le débordement de la Craie cénomanienne sur les couches antérieures, on constate des coïncidences extrêmement frappantes, sur de grandes étendues, et même d'un hémisphère à l'autre. C'est précisément cette simultanéité qui m'a fait supposer, il y a longtemps déjà, que les prétendus soulèvements et affaissements lents des continents ne suffisent pas pour expliquer l'inégale extension géographique des terrains, phénomène dont la vraie cause, encore inconnue, doit être générale[1].

De même, *Ed. de Mojsisovics* a signalé depuis lors, comme l'un des résultats les plus remarquables, « le développement absolument parallèle, dans l'ensemble, des deux grandes masses continentales de l'hémisphère Nord », et « la concordance du cycle des transformations dynamiques de part et d'autre de l'océan[2] ».

Déjà, en Amérique, plusieurs années auparavant, de savants géologues croyaient pouvoir reconnaître dans la série des couches de leur continent, en partant d'observations d'un tout autre ordre, un certain retour périodique des conditions sous l'empire desquelles s'effectue le dépôt des sédiments. D'après eux, chaque grand terrain doit commencer par un étage argileux ou sableux, indiquant une mer sans profondeur; puis suivrait un étage calcaire, et enfin la mer redeviendrait peu profonde. C'est ce qu'on a appelé des *Cycles of Deposition*.

C'est ainsi que *Dawson* a fait connaître en détail les quatre cycles correspondant au Silurien inférieur, au Silurien supérieur, au Dévonien et au Carbonifère[3], et *Newberry*, après avoir reconnu les cycles paléozoïques dans l'Ohio, a étendu la même idée aux dépôts mésozoïques du Sud-Ouest, c'est-à-dire au Trias du Nouveau-

1. *Die Entstehung der Alpen*, in-8°, 1875, p. 115-120.
2. Ed. Mojsisovics von Mojsvár, *Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien*, in-8°, Wien, 1879, p. 9.
3. Dawson, *Acadian Geology*, in-8°, 1868, p. 137.

Mexique et à la Craie du Colorado, du Kansas et du Texas[1]. Les phénomènes naturels, disait Newberry, sont si variés qu'ils masquent parfois la simplicité des grands traits; l'on observe en particulier, dans la série houillère productive par exemple, des cycles secondaires au sein des cycles principaux, c'est-à-dire des périodes de calme ou de régression, venant interrompre le cours de ces mouvements.

En se plaçant à ce point de vue, si l'on envisage les détails de la succession d'une série sédimentaire dans leurs rapports avec les lois fondamentales de formation des dépôts, on est conduit à attribuer au mode de stratification, et même à chaque banc pris isolément, une importance qui n'a pas encore été reconnue : il y aurait là comme les termes d'un grand phénomène rythmique[2].

Les réserves que j'ai exprimées au sujet de la chronologie des faunes continentales sont fondées sur ce fait que la transformation d'une faune terrestre ne marche pas nécessairement de pair avec la transformation d'une faune marine; mais les grands travaux de Marsh et de Cope mettent déjà pleinement en évidence l'étroite analogie que les faunes terrestres tertiaires de l'Amérique du Nord présentent avec celles de l'Europe. C'est là un fait particulièrement instructif : il témoigne, en effet, d'une manière plus frappante encore que s'il s'agissait des dépôts marins, de la disparition simultanée, sur d'énormes surfaces, d'ensembles de formes vivantes, d'unités dans l'économie de la nature, et, en même temps, de l'apparition de faunes nouvelles : c'est le phénomène même que *Heer*, il y a longtemps déjà, a désigné, non sans bonheur, sous le nom de « refonte périodique des organismes » (*zeitweise Umprägung der Organismen*).

En Europe, les conditions de gisement des animaux terrestres, beaucoup plus variables d'ailleurs, suivant les localités, qu'aux États-Unis, obligent le géologue, bien plus encore que dans le cas où les dépôts sont d'origine marine, à baser presque exclusivement ses inductions chronologiques et stratigraphiques sur l'étude des débris organiques. Mais il est à peine besoin de faire remarquer que, si les caractères d'une faune nous fournissent sans

1. Newberry, *On Circles of Deposition in Secondary Sedimentary Rocks, American and Foreign* (Proc. Lyceum Nat. Hist. New York, 2d ser., n° 4, 16th March, 1874, p. 122-124).

2. H. O. Lang, *Ueber Sedimentärgesteine aus der Umgebung von Göttingen.* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XXXIII, 1881, p. 273, note : « L'expression *stratification*... sert à désigner un phénomène que l'on considère comme résultant d'une *périodicité* dans les conditions de dépôt. »)

doute de précieux indices sur le milieu qui les a déterminés, les causes physiques de ces transformations, quand une fois elles auront été reconnues, fourniront la seule base rationnelle pour définir les subdivisions de l'échelle des temps géologiques.

Ces causes physiques sont probablement de nature très diverse. Comme l'aura montré ce rapide coup d'œil sur les opinions qui ont prévalu tour à tour pendant les dernières dizaines d'années, c'est surtout dans les mouvements de l'écorce terrestre que l'on a cherché la cause déterminante des transformations du monde organique. Cependant, les progrès qu'a réalisés la connaissance de la structure des grandes chaînes de montagnes ne nous font pas mieux comprendre ce prétendu rapport de cause à effet. La manière dont la contraction de l'écorce terrestre se manifeste à la surface de la planète, la formation de plis et d'effondrements, ne s'accorde pas avec l'hypothèse de mouvements lents, alternativement ascendants et descendants, qui affecteraient d'une manière uniforme, sur de grands espaces, les masses continentales. Le développement identique de la série sédimentaire et la coïncidence des lacunes qu'elle présente des deux côtés de l'Océan Atlantique ne s'expliquent pas de cette façon. Si, dans quelques-unes des meilleures descriptions tectoniques, à côté de la formation des plis et des cassures, on invoque, pour expliquer les lacunes de la série locale, des « soulèvements en masse », complètement indépendants de la formation de la chaîne envisagée, le lecteur attentif se sent, à ce qu'il me semble, en face d'une idée tout à fait étrangère au reste de l'explication qui lui est offerte, et l'impression qui subsiste, c'est que des phénomènes d'ordre absolument différent n'ont pas été suffisamment distingués l'un de l'autre.

Rapprochons la notion d'une limite de terrains, conçue au point de vue où se plaçait Élie de Beaumont, et les idées qui ont servi de point de départ à Beyrich lorsqu'il a établi une division nouvelle dans la partie moyenne des terrains tertiaires. Il y a là un contraste qui trouve son expression la plus nette quand on oppose au mot de *dislocation* le mot de *transgression*.

Les dislocations, qu'il s'agisse d'un plissement ou d'un affaissement, restent toujours limitées à un système de montagnes déterminé, souvent même à une très petite portion de ce système; les transgressions s'étendent au loin, sur une grande partie de la surface terrestre. L'intensité des dislocations peut varier très rapidement suivant les lieux; les transgressions, tant qu'on ne considère qu'une même région, ne présentent pour ainsi dire pas d'inégalités dans

leur amplitude ; une transgression peut même se concilier, sur d'immenses espaces, avec la concordance la plus parfaite relativement aux terrains recouverts. La couche disloquée existait déjà, avant la production du phénomène dont nous cherchons à reconnaître la nature ; la couche transgressive s'est au contraire formée pendant ou depuis l'événement dans lequel la transgression trouve son origine. En étudiant le plan suivant lequel les chaînes de montagnes sont construites, on est parvenu à comprendre de mieux en mieux, dans ces derniers temps, les causes des dislocations ; pour les transgressions, le jugement reste encore indécis entre plusieurs opinions contraires.

Que les dislocations résultent de vrais mouvements, c'est-à-dire de déplacements relatifs subis par des portions plus ou moins étendues de la planète, c'est là un point qui n'a pas besoin d'explication : le mot lui-même l'indique. Il n'en est pas de même pour les transgressions, dont le nom n'a pas été choisi, d'ailleurs, pour exprimer une notion analogue.

Depuis longtemps, et sous différentes formes, on a exprimé l'idée qu'il se produit, à côté des mouvements de l'écorce terrestre, des changements dans la configuration de la surface de la mer. L'extension énorme de certaines transgressions ramène à cette vue. A cet égard, une minutieuse analyse des événements les plus récents, comme ceux dont la présence d'anciennes lignes de rivage au-dessus du niveau des mers actuelles est l'indice, peut seule conduire à des résultats positifs. Mais l'examen, même le plus superficiel, de ces anciennes lignes de rivage suffit déjà pour nous convaincre qu'il y a indépendance absolue et complète entre ce phénomène et la structure géologique des côtes où on l'observe : en Italie, on trouve des traces d'anciens rivages restés horizontaux sur les promontoires détachés des Apennins, ici dans du calcaire, là sur les roches anciennes de la Calabre, ailleurs encore contre le cône de cendres de l'Etna. Cette absence totale de rapports entre l'allure des anciens rivages et la constitution des montagnes est établie par des centaines d'exemples. Or, quand un continent est aussi découpé et morcelé en autant de fragments, l'hypothèse du soulèvement ou de l'abaissement régulier de toute sa masse, sans aucun déplacement relatif de ses parties, — telle qu'on devrait l'admettre en présence de cette horizontalité des anciens rivages autour des divers tronçons d'un massif montagneux, — cette hypothèse est absolument inconciliable avec les données que l'on possède actuellement sur la structure des montagnes elles-mêmes. Cette circon-

stance nous conduit donc, de même, à admettre des mouvements indépendants de la mer, c'est-à-dire des changements de forme de l'hydrosphère. —

Imaginons encore que notre observateur fictif, devenu tour à tour voyageur, puis auditeur, quittant cette fois les salles de cours, cherche dans notre riche littérature à apprendre ce que c'est véritablement qu'un « terrain » géologique. S'il croyait qu'il valût la peine de feuilleter l'ouvrage que je livre aujourd'hui à la publicité, il n'y trouverait pas de réponse à sa question. Cette réponse est le grand problème sur lequel auront à s'exercer les efforts de la génération de géologues qui suivra la nôtre. La tâche que l'on s'est proposée ici est seulement de débarrasser la Science de mainte erreur ancienne, à la lumière des résultats qui se dégagent de l'ensemble des recherches contemporaines, et de préparer les voies pour une synthèse vraiment exempte d'idées préconçues.

Dans ce but, le présent ouvrage a été divisé en quatre parties.

La première traite des *mouvements de la croûte extérieure du globe*. Elle comprend plusieurs études qui ne se rattachent pas directement les unes aux autres : la première est consacrée au plus grand des phénomènes naturels dont l'histoire ait conservé le souvenir, c'est-à-dire au Déluge; cet événement nous fournit l'occasion d'analyser toute une série de faits qui se produisent dans la partie inférieure du bassin des grands fleuves : faute d'en tenir compte, on a plus d'une fois complètement méconnu la véritable nature de phénomènes comme ceux dont le Rann de Katch a été le théâtre. Le chapitre suivant concerne un certain nombre de régions séismiques : les Alpes Orientales, le Sud de l'Italie, l'Amérique Centrale; puis est discutée la question de savoir si, lors des tremblements de terre du Chili, le sol a réellement été soulevé d'une manière permanente. Un essai de classification des différents types de dislocations vient ensuite, puis un chapitre sur les volcans; enfin, l'on examine brièvement quels sont les rapports qui peuvent exister entre les mouvements du sol affectant nos sens et les phénomènes de dislocation.

La seconde partie décrit la structure et le tracé d'un grand nombre de *chaînes de montagnes*. Elle commence par la bordure des Carpathes; puis vient l'avant-pays septentrional des Alpes, et une longue série de tableaux empruntés à toutes les parties du monde. A ces chapitres purement descriptifs se rattache un aperçu général de la structure de la surface de notre planète, ainsi qu'une

analyse détaillée des différences qui existent entre le bassin du Pacifique et celui de l'Atlantique.

La troisième partie est consacrée aux *changements de forme de la surface de la mer*. Elle débute par un coup d'œil rétrospectif sur la marche des idées à ce sujet. On propose ensuite d'adopter les expressions neutres de *déplacements positifs ou négatifs des lignes de rivage;* puis, dans une série de chapitres descriptifs, l'on suit la trace de ces déplacements tout autour des continents et des îles océaniques. Pour terminer vient un résumé et une discussion générale de ces observations.

La quatrième partie a pour titre : *la face de la Terre*. Elle résume l'ensemble des précédents chapitres, et compare les transformations telluriques qui se dégagent de leur étude avec celles que les faunes terrestres ont éprouvées dans l'hémisphère Nord, depuis le début des temps tertiaires.

PREMIÈRE PARTIE

LES MOUVEMENTS DE LA CROÛTE EXTÉRIEURE DU GLOBE

PREMIÈRE PARTIE

LES MOUVEMENTS DE LA CROÛTE EXTÉRIEURE DU GLOBE

CHAPITRE PREMIER[1]

LE DÉLUGE

Déluges marins. — A. L'Épopée d'Izdubar : 1. Lieu d'origine du Déluge; 2. L'emploi de l'asphalte; 3. Les avertissements; 4. La catastrophe; 5. Continuation et fin du cataclysme; 6. L'échouage; 7. Terminaison et date de l'événement. — B. Événements récents dans le bassin inférieur des fleuves de l'Inde : l'Indus; le Rann de Katch; le Gange et le Brahmapoutra; les cyclones. — C. Nature et étendue du Déluge : classification des récits; Bérose et l'épopée d'Izdubar; le Récit biblique; l'Égypte; le groupe gréco-syrien; l'Inde; la Chine. — Conclusion.

Charles Lyell a montré, plus clairement que personne ne l'avait fait avant lui, comment des effets considérables peuvent résulter de l'action continue de petites forces naturelles. Mais, ainsi qu'Ernest de Baer l'a exposé avec une extrême pénétration, dans un très grand nombre de cas l'échelle à laquelle les hommes mesurent le grand et le petit, qu'il s'agisse de la durée ou bien de l'intensité d'un phénomène naturel, résulte de leur organisation physique elle-même. L'année est une mesure de temps que nous fournit le système planétaire; mais parlons-nous d'un millier d'années, nous avons recours au système décimal, et ce système repose sur la structure de nos extrémités. Nous mesurons souvent les montagnes en pieds; nous apprécions la longueur ou la brièveté d'une durée en la rapportant à la durée moyenne d'une vie humaine, et c'est ainsi que la plus ou moins grande résistance de

[1. Traduit par L. Marillier.]

notre organisme détermine notre échelle de mesure temporelle; c'est également dans le cercle de notre expérience personnelle que nous trouvons l'étalon qui nous permet d'évaluer l'intensité d'un phénomène.

Notre jugement est ainsi sous la dépendance de notre structure physique, et on en est venu à oublier que si la planète peut bien être mesurée par les hommes, ce n'est pas du moins l'homme qui doit lui servir de mesure. L'admiration provoquée par les animalcules du corail qui construisent des récifs, l'attention qui s'est portée sur la goutte de pluie qui parvient à creuser la pierre, ont, je le crains, fait passer de la pacifique monotonie de la vie de tous les jours dans l'appréciation des grandes questions de l'histoire de la terre un certain quiétisme géologique, qui ne permet point de se faire une idée exacte de ces phénomènes qui, plus que tous les autres, ont contribué et contribuent encore à donner à la terre sa configuration actuelle.

Les convulsions qui, bien plus fréquemment qu'on ne se l'imaginait il y a quelque temps, ébranlent certaines parties de la charpente rocheuse de la terre, nous montrent bien clairement combien serait étroite une conception de la géologie qui n'admettrait que les actions lentes. Les tremblements de terre actuels ne sont que des échos affaiblis des bouleversements telluriques dont la structure de presque toutes les chaînes de montagnes nous révèle l'existence. Leur disposition nous offre de nombreux exemples de l'intervention possible, et en certains cas vraisemblable, dans la suite des grands phénomènes géologiques d'une force d'une intensité si effrayante que l'imagination se refuse à suivre la raison en ses démarches et à se faire, de ces événements terribles, le tableau complet dont les faits observés lui fournissent la première esquisse.

Les hommes n'ont point assisté à de telles catastrophes, depuis l'époque du moins où nous permettent d'atteindre les plus anciens récits. L'événement naturel le plus considérable dont les hommes ont conservé le souvenir porte le nom de *Déluge*, et nous allons tenter de déterminer quelle est la base physique sur laquelle reposent les anciens récits. Les premiers documents sur lesquels nous nous appuierons dans cette recherche sont les textes cunéiformes; je dois reconnaître ici le secours précieux que j'ai trouvé dans l'assistance amicale du Dr Paul Haupt, de Göttingen, qui possède de ces monuments de la civilisation primitive une connaissance si complète : il a bien voulu me donner des éclaircissements sur un grand nombre de points obscurs se rapportant à ces anciens textes

et me communiquer une traduction nouvelle de quelques passages particulièrement importants.

Dans les légendes et dans les livres sacrés de l'antiquité se trouvent de nombreux récits de grands événements naturels. Dans le Nord de l'Europe prédominent les traditions qui se rapportent à des éruptions volcaniques, dans l'Ancien comme dans le Nouveau Monde sont extrêmement répandues celles qui ont trait à des inondations dévastatrices. Il faut, dès le commencement, avoir présent à l'esprit que, dans ces grandes inondations, les précipitations atmosphériques ne peuvent jamais jouer qu'un rôle subordonné. Les inondations d'origine pluviale sont nécessairement limitées. Si violentes qu'elles soient, elles ne peuvent dépasser une certaine étendue, et elles s'écoulent en suivant toujours la pente des vallées. Au contraire, les inondations que produisent les cyclones sont d'une extraordinaire violence, et les plus violentes de toutes sont celles qui ont pour cause des tremblements de terre.

Lorsque, le 1er novembre 1755, Lisbonne fut bouleversée par un puissant tremblement de terre, les vagues soulevées par les secousses traversèrent tout l'Océan Atlantique et atteignirent les Antilles. Lorsque, le 23 décembre 1854, un tremblement de terre dévasta au Japon la ville de Simoda, des lames balayèrent tout le Pacifique Nord, jusqu'à la côte californienne[1]. Les informations que Hochstetter avait recueillies un peu partout lui ont permis d'établir qu'après la violente secousse qui, le 13 août 1868, avait ébranlé la côte péruvienne à Arica, le mouvement de la mer se fit sentir vers le nord et le sud à une grande distance de la côte occidentale de l'Amérique, que la mer demeura agitée pendant plusieurs jours auprès des îles Sandwich et que les vagues soulevées vinrent atteindre les îles Samoa, la côte orientale de l'Australie, la Nouvelle-Zélande et les îles Chatham[2]. La frégate française *Néréide* rencontra par 51° de lat. S., en se dirigeant vers le cap Horn, un grand nombre d'icebergs que la mer furieuse venait d'arracher en pénétrant sous la banquise antarctique, comme on le voyait aux cassures toutes fraîches[3]. Lors du tremblement de terre d'Iquique

1. Bache, Amer. Journ. Sc., 2d ser., XXI, 1856, p. 37-43. On trouve dans ce mémoire la première tentative pour déterminer la profondeur de l'océan par l'étude de la propagation des ondes.

2. F. v. Hochstetter, *Uber das Erdbeben in Peru am* 13. *Aug.* 1868 *und die dadurch veranlassten Fluthwellen im Pacifischen Ocean* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LVIII, Abth. 2, 1868, p. 837; LIX, Abth. 2, 1869, p. 109).

3. Lettre de M. E. B. des Essards (Bull. Soc. Géogr., 6e sér., IV, 1872, p. 316, et C. R. Acad. Sc., LXXIV, 1872, p. 1126).

(Pérou), du 9 mai 1877, une houle se fit sentir, comme l'a établi Eugène Geinitz, à travers tout le Pacifique, du Japon jusqu'aux îles Chatham[1].

Et malheur au pays qu'atteignent les vagues au voisinage du lieu où s'est produite la secousse ! C'est ce dont on put bien s'apercevoir le 28 octobre 1746, au Callao (Pérou). Voici en quels termes s'exprime un observateur, qui visita le théâtre de la catastrophe peu de temps après qu'elle se fut produite : « Il ne reste aucune trace de ce que la ville était antérieurement. Par contre, de nombreux tas de sable et de cailloux indiquent son emplacement antérieur, ce n'est plus qu'une grève spacieuse qui s'étend le long de la côte. Quelques tours ont pu cependant, grâce à la solidité de leurs murailles, résister à la violence du tremblement de terre et à toute la force de ses secousses. Mais à peine les pauvres habitants étaient-ils revenus de leur premier effroi que, subitement, la mer commença à se gonfler, et elle s'enfla d'une si prodigieuse manière et sous une pression si forte, que, lorsque les eaux, en se précipitant du niveau très élevé qu'elles avaient atteint (Callao est construit sur la pente d'une colline, qui monte insensiblement jusqu'à Lima), se ruèrent avec fureur en avant, elles recouvrirent tout le pays jusqu'à une grande distance à l'intérieur. Ce prodigieux débordement de la mer brisa la plus grande partie des navires qui étaient à l'ancre dans le port, souleva les autres jusque par-dessus les murs et les tours, les poussa en avant et les laissa au sec bien au delà de la ville. En même temps la mer renversa en les recouvrant les maisons et les constructions »[2].

Sur cinq mille habitants, deux cents, à peu près, avaient survécu.

Des événements analogues se sont plusieurs fois produits. La mer se retire loin de la côte, elle se dresse comme un mur immense, puis se précipite, dévastant tout sur le rivage ; les fleuves sont refoulés, les villes détruites. L'étendue du malheur dépend dans une large mesure de la configuration des côtes et de la hauteur du pays. C'est dans l'Amérique du Sud que, dans les temps modernes, ces débordements de la mer ont eu une particulière intensité, et c'est à bon droit que Lyell, il y a bien des années déjà, y a cherché

1. Eug. Geinitz, *Das Erdbeben von Iquique am* 9. *Mai* 1877 *und die durch dasselbe verursachte Erdbebenfluth im Grossen Ocean* (Nova Act. Leop. Car., XL, 1878, p. 385-444, 2 pl.).

2. *A True and Particular Relation of the dreadful Earthquake which happen'd at Lima*, etc. *Published at Lima by the command of the Vice Roy*, etc., in-8°, 2d ed., London, 1748, p. 146-148.

l'explication des légendes relatives à un déluge qu'on retrouve chez les Indiens d'Araucanie[1]. Les habitants des îles Fidji parlent d'un grand déluge, après lequel, pendant de longues années, on tint toujours prêtes des embarcations pour s'y réfugier, au cas où ce malheureux événement se reproduirait, et Lenormant fait remarquer, dans son excellent ouvrage où il passe en revue les légendes relatives au Déluge, que c'est un trait qui se rapporte bien plutôt à un phénomène local, à un ras de marée, qu'à un déluge universel[2]. Mais, à mon avis, on peut aisément comprendre, grâce à ce que nous avons appris au cours de ces dernières années sur les ras de marée d'origine séismique, que dans les îles les plus éloignées se retrouve le récit de grands déluges. Dans quelques-unes de ces traditions, on dit formellement que c'est la mer qui a causé le déluge. Dans l'état actuel de nos connaissances, nous pouvons affirmer que c'est seulement dans les îles, sur les côtes plates et dans les parties basses des vallées des grands fleuves que ces déluges séismiques peuvent se produire[3].

L'interprétation courante du récit biblique se heurtait donc à de véritables difficultés, lorsqu'on tentait une explication physique des événements qu'il rapporte. On ne pouvait pas admettre que l'arche aurait pu être portée sur le sommet de l'Ararat par une vague séismique, et il n'était pas possible non plus d'expliquer l'événement par des précipitations atmosphériques.

Le récit biblique est constitué par deux rédactions qui émanent de deux auteurs distincts; ces deux rédactions se reproduisent dans leurs traits essentiels et diffèrent l'une de l'autre par quelques épisodes de moindre importance; aussi, en raison à la fois de ces répétitions et de ces divergences, n'est-il pas difficile de les séparer l'une de l'autre, bien qu'elles soient fondues en une seule. Elles diffèrent l'une de l'autre d'une manière frappante, à la fois par l'allure générale de la narration, et par le nom qui est donné dans chacune d'elles à la divinité, que l'un des deux rédacteurs appelle Yahvéh, tandis que l'autre la désigne par le pluriel Elohim. Mais

1. Ch. Lyell, *Principles of Geology*, 11th ed., II, p. 154.

2. F. Lenormant, *Les origines de l'Histoire d'après la Bible et les traditions des peuples orientaux*, I, Paris, 1880, p. 487, 488.

[3. Les ravages causés par le formidable ras de marée qui suivit l'effondrement du volcan de Krakatoa (détroit de la Sonde), en 1883, sont dans toutes les mémoires; ils ont été l'objet d'une enquête minutieuse de la part de R. D. M. Verbeek (*Krakatau*, in-8°, avec atlas et album, Batavia, 1885). Les vagues, qui atteignaient 30 mètres de hauteur, balayèrent les parties basses du rivage, à Java, à Sumatra et dans les îles voisines, en faisant périr 36 417 personnes; l'ébranlement communiqué à la masse liquide fit le tour complet du globe, et est venu se faire enregistrer jusque sur les côtes de France.

la séparation de ces deux récits n'apporte aucun élément essentiel à l'intelligence des événements qui se sont réellement produits ; et si une pénétrante exégèse a réussi à établir que ces mots de la Genèse (VIII,4) « les montagnes de l'Ararat » ne désignent pas la montagne qui porte actuellement ce nom, mais les montagnes d'un pays dont nous ignorons la véritable situation, c'est là un résultat qui n'a, pour nous, que fort peu d'importance.

A. — L'ÉPOPÉE D'IZDUBAR

On savait depuis longtemps, par un fragment qui nous avait été conservé des écrits de *Bérose*, prêtre babylonien qui vivait de 330 à 260 avant J.-C., que dans la région du Bas-Euphrate avait survécu la tradition d'un grand déluge qui présentait, dans ses traits principaux, une frappante ressemblance avec le récit biblique. Ce grand déluge se produisit d'après Bérose, qui s'appuie ici sur l'autorité des livres sacrés de Babylone, sous le règne de Xisouthros, fils d'Otiartès. Kronos annonça à Xisouthros, en songe, que le 15 du mois de Daisios tous les hommes périraient dans un déluge. Il lui ordonna d'enfouir tous les écrits à Sippara, la ville du Soleil, puis de construire un navire, de le munir de provisions, d'y monter avec sa famille et ses amis et d'y faire entrer les animaux, volatiles et quadrupèdes. Xisouthros obéit; le déluge survint et recouvrit le pays; puis les eaux se retirèrent, il lâcha des oiseaux qui lui devaient apprendre où en étaient les choses, il quitta enfin le navire et offrit, avec sa famille, un sacrifice aux dieux. En récompense de sa piété, Xisouthros fut enlevé au ciel pour vivre parmi les dieux, et avec lui sa femme, sa fille et le pilote.

Tel est le contenu essentiel du récit de Bérose, tel que nous l'a conservé Alexandre Polyhistor. « Du vaisseau de Xisouthros, qui s'était enfin arrêté en Arménie, une partie subsiste encore dans les monts Gordyéens, en Arménie, et les pèlerins en rapportent l'asphalte qu'ils ont raclé sur les débris ; on s'en sert pour repousser l'influence des maléfices. Quant aux compagnons de Xisouthros, ils vinrent à Babylone, déterrèrent les écrits déposés à Sippara, fondèrent des villes nombreuses, bâtirent des temples et restituèrent Babylone[1]. »

1. Les fragments de Bérose qui se rapportent au Déluge se trouvent dans Alexandre Polyhistor, Apollodore et Abydène; ils ont été réunis par G. Smith, *The Chaldæan Account of Genesis*, in-8°, London, 1876, p. 37-47 ; Lenormant, *Origines*, I, p. 387-390 ; etc.

Une série de merveilleuses découvertes a fait récemment connaître une plus large partie de la littérature ancienne de la basse Chaldée qu'il n'était permis à personne de l'espérer, et au nombre des documents ainsi mis au jour se trouve un nouveau récit complet du Déluge.

Grâce au zèle et au bonheur mérité des archéologues anglais, tels que Layard, Loftus, G. Smith, grâce surtout à Hormuzd Rassam, des milliers de briques couvertes d'inscriptions cunéiformes et qui constituent les restes de la bibliothèque royale de Ninive ont été retirés des tas de débris de Koyoundjik, et ces documents précieux ont été rendus au monde scientifique.

Ces écrits ne sont pas seulement des écrits religieux, mais ils se rapportent à toutes les branches de la science humaine. La plus grande partie des exemplaires de ces anciens ouvrages qui sont parvenus jusqu'à nous ont été copiés sous le règne d'Assourbanipal (670 avant J.-C.) sur des exemplaires conservés dans les bibliothèques de Babylone, Kouta, Accad, Our, Erech [Ouroukh], Larsam, Nippour et autres villes. C'est, en particulier, le cas pour les tablettes dont nous allons parler.

Ce qui est fort remarquable, c'est que le récit du Déluge ne se trouve point sur les tablettes qui racontent la naissance du monde, la chute de l'homme et la lutte du bien contre le mal. Ils constituent un épisode d'une grande épopée où sont rapportés les hauts faits du héros Izdubar. On possède divers exemplaires de cette épopée; ils ont été copiés sur l'ordre d'Assourbanipal sur un texte beaucoup plus ancien, qui a été vraisemblablement composé plus de deux mille ans avant notre ère et qui a été conservé dans la bibliothèque sacerdotale d'Erech. C'est à bon droit que G. Smith la considère comme une grande œuvre nationale. Elle se compose de douze chants que Rawlinson, en raison de quelques-uns des épisodes qu'ils renferment, a mis d'une façon ingénieuse en relation avec les douze signes du Zodiaque. Le récit de la vie du héros Izdubar (il correspond probablement au Nemrod biblique), qui est renfermé dans ces douze chants, repose sur un fondement indubitablement historique, et le cours de cette vie, grâce au parallélisme établi entre les chants de l'épopée et les signes du zodiaque, représente allégoriquement le cours du Soleil. Le onzième chant, qui correspond au signe du Verseau, renferme le récit du Déluge.

Izdubar a perdu son ami Éabani; il est malade et se rend à l'embouchure des fleuves chez son aïeul 'Hasis-Adra auquel, après qu'il avait échappé au déluge, les dieux avaient assigné ce lieu

pour résidence; sans jamais vieillir, il y vivait une vie immortelle. Izdubar trouve son aïeul, le questionne sur les merveilleux événements auxquels il a assisté et 'Hasis-Adra les lui raconte. Nous possédons plusieurs traductions de ce récit. Je mentionnerai ici celle de G. Smith[1], dont il faut rapprocher les remarques de Fox Talbot[2], celles de J. Oppert, de F. Lenormant[3] et de Paul Haupt[4].

Dans tout ce qui suit, j'ai pris pour base la dernière traduction de Haupt, qu'il a obligeamment rectifiée sur un certain nombre de points. Pour la partie, malheureusement très incomplète (Col. II, lignes 1-24), que Haupt n'a pas traduite, j'ai eu recours à la traduction de Lenormant.

Je renvoie le lecteur, pour le texte complet des passages qu'il n'est pas nécessaire de rapporter ici mot à mot, aux écrits des savants que j'ai cités plus haut et je me borne à donner du récit de 'Hasis-Adra l'analyse suivante :

Col. I, 8-10. Paroles d'introduction adressées à Izdubar.

11-17 *a*. Les grands Dieux décident d'envoyer un déluge à l'antique ville de Schourippak, située sur l'Euphrate.

17 *b*-19. Le dieu Éa, le maître de l'impénétrable sagesse, le dieu de la mer, était au conseil des dieux; il fait part à 'Hasis-Adra de la résolution qui a été prise.

20-27. Avertissement donné par Éa et ordre de construire un bateau en pleine terre.

28-31. 'Hasis-Adra tente de le contredire dans la crainte d'avoir à subir les moqueries du peuple et des vieillards.

32-45. Nouvelles et plus complètes instructions de Éa; prédiction du déluge; ordre donné à 'Hasis-Adra de prendre avec lui dans le bateau du blé, ses richesses, sa famille, ses serviteurs et ses servantes, ses parents, du bétail et des animaux sauvages.

46-52. 'Hasis-Adra dit qu'il obéira, bien que personne n'ait encore construit un bateau de cette manière (ici il y a malheureusement une assez longue lacune).

Col. II, 1-24. (Ce passage, malheureusement très incomplet, se rapporte à la construction et au gréement du bateau).

1. G. Smith, Trans. Soc. Bibl. Archæol., II, 1873, p. 213 et suiv., et III, 1874, p. 534 et suiv. Voir aussi *The Chaldæan Account of Genesis*, p. 263-272.

2. Fox Talbot, Trans. Soc. Bibl. Archæol., IV, 1875, p. 49-83.

3. Lenormant, *Origines*, I, appendice V, p. 601-618 et II, 1re partie, p. 9, note. Cette traduction se base sur les travaux antérieurs d'Oppert.

4. P. Haupt, *Der keilinschriftliche Sintfluthbericht, eine Episode des babylonischen Nimrod-Epos*, Habilit.-Vorl. geh. a. d. Univ. Göttingen, 1880, in-8°, Leipzig, 1881. Voir aussi l'*Excursus* du même auteur, intitulé *Der keilinschriftliche Sintfluthbericht*, dans Schrader, *Die Keilinschriften und das Alte Testament*, 2e éd., Giessen, 1883.

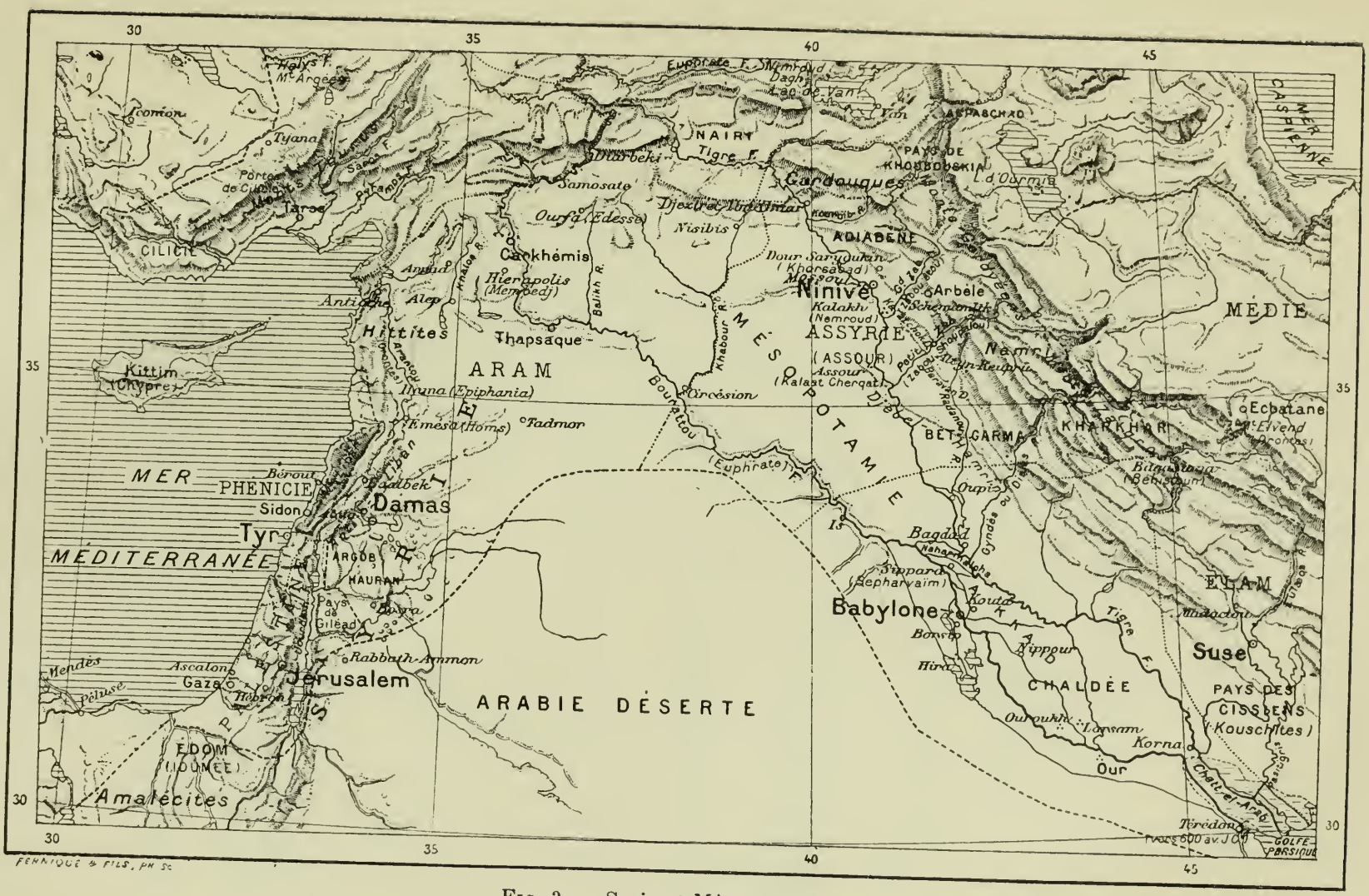


FIG. 3. — Syrie et Mésopotamie.

Échelle de 1 : 10.000.000. environ. (Le fond de cette carte a été emprunté à l'Atlas Vidal-Lablache

25-29. 'Hasis-Adra réunit tout ce qu'il possède d'argent et d'or et tout ce qui'l a de semences de vie et il fait monter dans le bateau ses serviteurs, le bétail, les animaux sauvages et tous ses parents.

30-36. Dernier avertissement par une voix (?). Crainte d''Hasis-Adra.

37-39. Il entre dans le bateau, il en ferme la porte et le confie avec sa cargaison au pilote Bouzourkourgal.

40-50. Description de l'événement.

Col. III, 1-3. Continuation de la description (incomplète).

4. Le frère ne se soucie plus de son frère (le fragment rapporté par Fox Talbot, Transact. Soc. Bibl. Archæol., IV, 129, qui décrit la frayeur et la fuite des hommes et des animaux, n'appartient pas au récit du Déluge).

5-7. Crainte des dieux eux-mêmes. Ils s'enfuient jusque dans le ciel du dieu Anou.

8-18. Lamentation de la déesse Istar sur la destruction des hommes. Les dieux pleurent sur ce qu'ont fait les esprits des abîmes.

19-23. Durée de la tempête et du déluge; leur décroissance.

24-30. Le bateau d''Hasis-Adra flotte sur les eaux du déluge. Des cadavres surnagent çà et là. Premier regard jeté au dehors. 'Hasis-Adra fond en larmes.

31. Première apparition de la terre.

32-36. Le bateau échoue sur la (ou une) montagne du pays de Nizir et y demeure six jours.

37-44. 'Hasis-Adra lâche une colombe (?), puis une hirondelle, puis enfin un corbeau.

45-48. Il abandonne le bateau avec tout ses compagnons et offre un sacrifice.

49-50. Les dieux s'approchent.

51-53. Istar élève dans les airs les grands arcs (?) et jure de ne pas oublier

Col. IV, 1-5. ce jour. Tous les dieux peuvent s'approcher, sauf Bel, qui a causé le déluge.

6-9. Colère de Bel, parce que 'Hasis-Adra a été sauvé.

9-11. Le dieu Adar désigne Éa.

12-22. Justification d'Éa. L'innocent ne doit pas payer pour le coupable. Les hommes pourront être décimés par les animaux féroces, la famine et la peste, mais il n'y aura plus de déluge.

23-30. Bel apaisé entre dans le bateau, met la main d''Hasis-Adra dans celle de sa femme, les accueille tous deux parmi les dieux et les place à l'embouchure des fleuves.

1. Lieu d'origine du Déluge. — Nous avons déjà vu, dans les remarques préliminaires, combien, pour juger de ce grand événement naturel, il est important de savoir s'il a eu pour théâtre

une plaine, et peut-être la partie basse d'une grande vallée fluviale, ou bien un plateau.

Le onzième chant de l'épopée d'Izdubar désigne avec précision deux endroits : la ville de Schourippak, où habitait 'Hasis-Adra et la montagne du pays de Nizir où aborda son bateau. Nous avons à nous occuper maintenant avec plus de précision du lieu d'origine de la catastrophe.

Le premier passage est ainsi conçu :

Col. I, 11. La ville de Schourippak, la ville qui, comme tu sais, est située (sur) l'Euphrate.
12. Cette (ville) était (déjà) très ancienne, lorsque les dieux
13. poussés par leur colère, y produisirent un déluge...

Que dans cette ville de Schourippak vécut une population très habile dans l'art de construire des navires, cela résulte de la suite du récit et en particulier de la crainte qu'éprouve 'Hasis-Adra qu'on se moque de lui. Tous les auteurs placent cette ville au bas du fleuve. Rawlinson cherche son emplacement à peu près dans le voisinage de l'Howeiza d'aujourd'hui, et il la considère comme une ville de l'intérieur par la seule raison qu'on n'a jamais construit sur la côte une ville dans le voisinage immédiat d'un grand fleuve comme l'Euphrate, parce que les sédiments qu'il apporte constituent un obstacle à la navigation[1].

Mais il ne faut point croire que la côte d'alors était située là où elle est aujourd'hui; il est à un haut degré vraisemblable qu'une partie considérable du bas pays au voisinage de l'embouchure actuelle ne s'est formée qu'en ces derniers milliers d'années. Déjà Pline disait (VI, ch. 26) qu'il n'y a peut-être pas d'endroit où la formation de la terre par les apports d'un fleuve aille aussi vite. Beke, il y a plusieurs années déjà, a cherché à déterminer le progrès de la côte vers la mer en mettant à profit la relation du voyage de Néarque, faite par Arrien, et les renseignements fournis par Pline sur la position de Charax[2]. Loftus, Rawlinson et tous ceux qui ont récemment décrit les lieux s'accordent sur ce point, et la seule chose qui d'après la description de Loftus puisse rester dou-

1. H. Rawlinson, *Notes on Captain Durand's Report upon the Islands of Bahrein* (Journ. Roy. Asiatic Soc., XII, 1880, p. 205); voir aussi Lenormant, *Origines*, I, p. 393.

2. Ch. T. Beke, *On the former Extent of the Persian Gulf and on the comparatively recent Union of the Tigris and Euphrates* (Philos. Magazine, new ser., IV, 1834, p. 107-112); Carter, *Remarks*, etc. (ibid., V, p. 246-252); Beke, *On the historical Evidence of the Advance of the Land upon the Sea at the Head of the Persian Gulf* (ibid., VI, 1836, p. 401-408).

teuse, c'est si le nouveau sol a été uniquement constitué par des sédiments boueux déposés par des eaux douces ou s'il ne s'est point produit en même temps un léger recul de la mer. D'après les recherches de ce consciencieux observateur, le rivage du golfe Persique, à une époque relativement rapprochée de nous, était situé, ainsi que le prouvent des dépôts marins récents qu'on trouve dans le pays, à 400 kilomètres plus au nord-ouest que l'embouchure du Chatt-el-Arab et à 240 kilomètres en amont du confluent actuel de l'Euphrate et du Tigre à Korna[1].

En tout cas, l'activité sédimentaire des deux grands fleuves est très considérable, et leur pente dans toute la partie inférieure de leur cours est si extraordinairement faible que la marée se fait sentir dans le Tigre jusqu'au village d'Abdallah-ibn-Ali, à 280 kilomètres de la mer, et dans l'Euphrate jusqu'au marais d'El-hammar, à 298 kilomètres de la mer[2].

Frédéric Delitzsch a réuni tous les textes historiques d'où l'on peut tirer des renseignements sur les changements qu'a subis le territoire de l'embouchure et il a même tenté d'esquisser une carte du pays dans l'état où il se trouvait autrefois[3]. Si on conclut du récit de l'expédition maritime de Sennachérib contre l'Elam (705-681) qu'à cette époque l'Euphrate avait une embouchure distincte, on peut affirmer avec plus de certitude encore que le Tigre, à une époque plus ancienne, il est vrai, possédait lui aussi une embouchure indépendante : c'est ce qui ressort des inscriptions relevées par G. Smith et d'après lesquelles, sous le règne du roi Rim-sin, on aurait creusé un canal du Tigre à la mer, destiné évidemment à faciliter l'écoulement des eaux. Nous possédons toute une liste de grands travaux hydrauliques exécutés sur le Tigre sous le règne de Hammouragas (en 1500 environ), qui succéda à Rim-sin ; les inscriptions vantent surtout une puissante digue qui fut construite le long du fleuve après de grandes inondations et qui portait le nom de Kara-samas[4]. Ces endiguements devaient accroître encore l'abon-

1. W. K. Loftus, *On the Geology of portions of the Turko-Persian Frontier* (Quart. Journ. Geol. Soc., XI, 1855, p. 251).

2. Al. Schläfli, *Zur physikalischen Geographie von Unter-Mesopotamien* (Neue Denkschr. Schweiz. Gesellsch., XX, Mém. 4, 1864, p. 4).

3. F. Delitzsch, *Wo lag das Paradies ?* in-8°, 1881, p. 173-182. Voir aussi Fr. Hommel, *Die vorsemitischen Culturen*, in-8°, 1883, p. 196. W. Ainsworth a traité très complètement ce sujet, il y a déjà longtemps, et il a établi qu'il y a environ quatre mille deux cents ans, les alluvions se trouvaient à peu près à 80 milles anglais de la côte actuelle (*Researches in Assyria, Babylonia and Chaldæa*, in-8°, 1838, p. 194).

4. G. Smith, *Early history of Babylonia* (Trans. Soc. Bibl. Archæol., I, 1872, p. 55, 59, 62) ; F. Mürdter, *Kurzgefasste Geschichte Babyloniens und Assyriens*, 1882, p. 88.

dance des dépôts dans la baie où se jetait le fleuve. Il faut ajouter à cela que, comme Fr. Delitzsch l'a déjà fait remarquer, l'île Dilmoun se trouvait devant l'embouchure. Pour toutes ces raisons, il est difficile de faire aujourd'hui une évaluation exacte de l'accroissement de la terre.

Ces données nous permettraient de penser qu'à l'époque du Déluge les deux fleuves étaient entièrement séparés, mais c'est à bon droit que F. Delitzsch nous oblige à nous ressouvenir du lieu où habitait 'Hasis-Adra depuis le Déluge et où Izdubar l'est allé chercher.

Col. IV, 30. Ils m'ont pris et ils m'ont placé au loin à l'embouchure des fleuves.

Mais cette expression « l'embouchure des fleuves » peut toutefois s'expliquer, même si les fleuves étaient alors séparés l'un de l'autre, car, à coup sûr, ils ne se jetaient pas loin l'un de l'autre dans la mer.

C'est en amont de ces alluvions récentes, en un point situé aujourd'hui très profondément dans l'intérieur de la plaine, que se trouvait sur les bords de l'Euphrate la ville de Schourippak, qui était déjà très ancienne au temps du Déluge.

2. L'emploi de l'asphalte. — Nous possédons pour la détermination du théâtre de l'événement une donnée positive, qui se retrouve dans le récit de 'Hasis-Adra, dans le fragment de Bérose et dans la rédaction élohiste de la Genèse. Ainsworth et d'autres auteurs ont constaté, il y a longtemps déjà, que cette donnée se rapporte d'une façon précise à la constitution géologique du pays du Bas-Euphrate [1]. Je veux parler ici de l'emploi de l'asphalte dans la construction du navire; c'est là une circonstance sur laquelle on n'a point jusqu'ici insisté autant qu'il aurait convenu.

Dans la première partie de la colonne II, que nous ne possédons malheureusement que par fragments et où sont décrites la construction du bâtiment et sa division en compartiments, on lit :

Col. II. 9. Je visitai les fissures et j'ajoutai ce qui manquait.
10. Je versai à l'extérieur 3 sares de bitume.
11. Je versai à l'intérieur 3 sares de bitume [2].

1. W. Ainsworth, *Researches in Assyria, Babylonia und Chaldæa*, p. 89.

2. Smith, *Chaldæan Account of Genesis*, p. 266; Lenormant, *Origines*, I, p. 606; P. Haupt, *Keilinschriftl. Sintfluthbericht*, p. 13. Le Dr Haupt, dans son Glossaire du Récit du Déluge (Schrader, *Keilinschriften und Alt. Testament*, p. 516), incline à traduire ce passage comme suit : « [J'ai employé] 3 sares de bitume pour calfater et j'ai

Bérose raconte qu'à une époque relativement récente, on grattait encore le bitume qui se trouvait à l'extérieur du bateau et que l'on s'en servait comme remède.

Dans la Genèse, VI, 14, on trouve le passage suivant : *Fac tibi arcam de lignis laevigatis : mansiunculas in arca facies, et bitumine linies intrinsecus et extrinsecus*[1]. —

Un petit fragment d'une brique porte le récit de l'enfance du grand roi Sargon I ; ce récit commence ainsi :

Sargon, le puissant roi, le roi d'Agadé, je suis. Ma mère était une princesse, mon père je ne l'ai jamais connu. Le frère de mon père habitait sur la montagne de la ville d'Azupiranu, qui est sur le bord de l'Euphrate ; ma mère, la princesse m'a conçu, elle m'a enfanté secrètement. Elle m'a mis dans une petite corbeille de joncs, elle en a fermé les ouvertures avec du bitume. Elle m'a mis dans le fleuve, qui ne m'a pas noyé[2].

Il est dit de même dans l'Exode, II, 3, que la petite corbeille de roseaux, dans laquelle Moïse avait été exposé, avait été enduite de bitume.

Le bas pays de l'Euphrate et du Tigre est entouré de hauteurs miocènes, riches en asphalte ; Loftus a énuméré toute une série de gisements d'asphalte.

Nous pouvons maintenant rapprocher de cette description du calfatage *intérieur et extérieur* du navire du Déluge avec de l'asphalte, que renferment également l'épopée d'Izdubar et la Genèse, les renseignements que nous donne sur les coutumes actuellement en usage sur l'Euphrate un témoin non prévenu, l'ingénieur Černik, qui a voyagé, il y a quelques années, dans ce pays pour étudier le tracé d'une ligne de chemin de fer à travers la Mésopotamie.

Černik décrit ainsi les procédés employés pour le transport du naphte exploité à Hit sur l'Euphrate : « On se contente de tresser une grossière corbeille de roseaux sans quille et dont les membrures sont constituées par des branches de tamaris : on remplit les inter-

apporté 3 sares d'huile minérale dans l'intérieur. » La traduction du mot *qiru* par « extérieur » repose seulement sur une conjecture ; dans la première ligne se trouve le mot *kupru* (bitume, asphalte), dans la seconde le mot *iddu* (huile minérale, naphte) : à ce dernier correspond en accadien, d'après Haupt (même ouvr., p. 310), le mot *äsir* = eau lumineuse (pétrole).

1. Les textes bibliques sont cités d'après l'édition de Tischendorf ; ce n'est pas mon intention de revenir ici sur la vieille discussion, relative à l'expression « de lignis lævigatis » ; je renvoie pour cette question, en particulier, à Beke et Carter, Philos. Magazine, new ser., III, p. 103 ; IV, p. 178, 280 et V, p. 244.

2. Smith, *Chaldæan Account of Genesis*, p. 299 ; Delitzsch, *Paradies*, p. 209 ; J. Halévy, Revue critique, 1881, p. 482 ; *Mélanges de Critique*, etc., Paris, 1883, p. 162.

valles avec de la paille et des roseaux et on passe sur le tout, à l'intérieur et à l'extérieur, une abondante couche d'asphalte. Ces bateaux peuvent néanmoins porter des charges assez considérables[1]. »

Ainsi donc, à Hit sur l'Euphrate, pour construire rapidement des bâtiments étanches et en état de porter une certaine charge, le même procédé est encore en usage, dont se servait 'Hasis-Adra, il y a des milliers d'années.

Le bitume est au reste depuis une époque très ancienne employé dans ce pays aux usages les plus différents. En raison du manque de pierre à bâtir et de chaux, on faisait en briques les grandes constructions et on se servait de bitume comme de mortier. Rappelons ici le passage bien connu, relatif à la tour de Babel (Genèse, II, 3) : *Dixitque alter ad proximum suum : Venite, faciamus lateres, et coquamus eos igni. Habueruntque lateres pro saxis et bitumen pro cæmento.*

Hérodote raconte en grand détail comment on extrayait l'argile des fossés qui entouraient la ville de Babylone, comment on en faisait des briques, comment on les cuisait et comment avec ces briques on construisait des murs en se servant d'asphalte, en guise de mortier. Mais l'asphalte provenait d'Is, ville située sur l'Euphrate à huit jours de Babylone. C'est l'Hit actuel[2].

On trouve encore assez fréquemment çà et là des murs de cette espèce sous les amoncellements de décombres et Černik raconte qu'aujourd'hui encore, dans les territoires riches en asphalte, on emploie dans les constructions des blocs entiers de cette matière.

L'emploi du bitume pour la construction de projectiles incendiaires et peut-être explosifs, qui ont été en usage à une époque plus récente dans l'Asie tout entière, semble de même avoir été connu dès les temps les plus anciens où nous permettent de remonter les textes cunéiformes. Cela ressort du récit de la lutte du dieu Merodach [Mardouk] avec le dragon Tiâmat, qui forme une partie de la légende babylonienne de la chute, et plus évidemment encore du récit biblique qui est contenu dans l'histoire apocryphe du dragon de Babylone (Dan., XIV, 26). Telle est aussi la signification de la foudre,

1. *Ingenieur* Josef Černik's *technische Studien-Expedition durch die Gebiete des Euphrat und Tigris, bearb. u. herausg. von* Am. Freiherrn v. Schweiger-Lerchenfeld (Petermann's Mittheil., Ergänzungshefte 44 und 45, avec 7 cartes, 1875-76, I, p. 23).

2. Hérodote, *Clio*, 179.

3. Smith, *Chaldæan Account of Genesis*, p. 62, 98; sur le développement ultérieur de l'art de fabriquer des projectiles incendiaires, consulter R. Maclagan, *On early Asiatic Fire Weapons* (Journ. Asiatic Soc. Bengal, XLV, part 1, 1876, p. 30-71).

avec laquelle est représenté sur les bas-reliefs Mérodach dans sa lutte avec le dragon.

Revenons maintenant à la construction du navire.

De même que la qualité des matériaux que l'architecte avait à sa disposition a influé sur le développement des divers types architecturaux, de même aussi c'est la qualité des matériaux, que la nature met à la disposition du constructeur, qui détermine dans la construction des navires ces particularités locales qui persistent pendant de longs siècles, tant que les mêmes matériaux sont en usage. Lane Fox a montré, en une fort intéressante étude, avec quelle lenteur s'est fait, dans la construction des navires, le progrès qui a conduit du tronc d'arbre creusé au bateau cousu, et de celui-ci à l'emploi des clous, et il a en même temps établi que certaines particularités locales se sont conservées jusqu'à nous depuis les temps les plus reculés. Les habitants de l'île Kei, à l'ouest de la Nouvelle-Guinée, qui ont la réputation d'être fort habiles à construire des bateaux, nous en offrent un exemple. Ils construisent leurs embarcations à l'ancienne manière en attachant les membrures, et lorsque ces membrures, ainsi fixées à l'ancienne mode, sont hors d'usage, ils les remplacent par des membrures neuves, qu'ils fixent avec des clous à la manière européenne. Les habitants des îles Samoa et ceux des îles Fidji calfatent leurs bateaux avec la résine de l'arbre à pain, ceux des îles Kingsmill avec les fibres des feuilles du Pandanus. Dans certaines parties du royaume de Siam, on emploie pour cet usage un bois poreux, qui se gonfle dans l'eau[1].

Sur l'Euphrate, comme il y a tant d'années, on se sert aujourd'hui encore de bitume. Mais, à côté des bateaux bitumés, nous trouvons en usage encore aujourd'hui sur l'Euphrate ces outres gonflées d'air et ces radeaux portés par des outres, qui sont représentés dans les sculptures assyriennes et qu'Hérodote décrit si complètement (I,194). Ces embarcations, d'après Hérodote, ne pouvaient être employées que pour descendre les fleuves et leur fret principal consistait en vin de dattes. Déjà au siècle dernier Rennell a été fort surpris que cette description d'Hérodote s'appliquât aussi exactement aux embarcations encore en usage.

Le navire de 'Hasis-Adra était de couleur noire, et il était vraisemblablement cousu. L'emploi abondant du bitume dans la construction des navires, qui est demeuré en usage jusqu'à nos jours,

1. Lane Fox, *On early Modes of Navigation* (Journ. Anthropol. Inst., IV, 1875, p. 399-435).

est une coutume qui mérite, dans le sens le plus précis du mot, le nom d'antédiluvienne.

3. Les avertissements. — Ce que nous savons des événements physiques qui se sont produits lors du Déluge peut se répartir en trois groupes, qui se rapportent le premier aux avertissements, le second à l'événement lui-même, et le troisième à sa terminaison. La difficulté qu'il y a à se rendre un compte exact des faits résulte principalement de la personnification de toutes les forces de la nature, mais cette difficulté, à mon sens, n'est pas à tous égards insurmontable.

Tous les avertissements viennent, ainsi qu'il est bon de le remarquer, d'Éa, le sage dieu de la mer et de l'abîme. Il assistait au conseil, lorsque les dieux ont décidé le déluge et il vient dire à son fidèle serviteur 'Hasis-Adra le châtiment qui menace les hommes :

Col. I. 20. ... Écoute... et sois attentif...
21. Homme de Schourippak, fils d'Oubaratoutou (Otiartès),
22. abandonne la maison, construis un vaisseau, sauve ce que tu peux sauver d'êtres vivants.
23. ils veulent détruire la semence de la vie, conserve à la vie
24. et fais entrer la semence de vie de chaque espèce dans l'intérieur du navire[1].

De quelle espèce pouvaient être ces avertissements du dieu de la mer? A mon avis ce ne pouvait être que de petits ras de marée, vraisemblablement d'origine séismique, des débordements de la mer sur ses rivages, qui refoulèrent les eaux de l'Euphrate, jetèrent la terreur dans la ville de Schourippak, qui n'était pas très loin de la côte, et déterminèrent à prendre des mesures de précaution.

Le dernier avertissement, qui précède immédiatement l'embarquement, est d'une autre nature :

Col. II. 30. Comme le soleil indiquait le temps fixé.
31. Alors une voix (?) dit : Au soir les cieux pleuvront la perdition.
33. Le temps marqué est venu,
34. dit la voix (?); au soir les cieux pleuvront la perdition.

Il est très remarquable que cette personnification si générale des forces naturelles n'apparaît point ici, mais qu'une voix seulement intervient; il semblerait qu'il s'agisse d'un phénomène tout à fait inaccoutumé, peut-être d'un bruit séismique, d'un *rombo*.

1. Haupt, dans Schrader, ouvr. cité, p. 61 et Gött. Nachr., 1883, p. 91.

Nous ne pouvons pas pousser plus loin nos conjectures; les lignes précédentes ne subsistent malheureusement que sur un seul exemplaire des tablettes du Déluge et le texte, aux deux endroits où se retrouve le mot *kukru*, que nous avons traduit ici par « voix », est extrêmement altéré. Ce mot ne se retrouve pas dans d'autres textes

4. La catastrophe. — La partie la plus importante de la description a trait à l'événement lui-même. Elle se trouve à la fin de la colonne II et dans les premières lignes, malheureusement très mutilées, de la colonne III, que n'a que très imparfaitement complétée un fragment récemment découvert. Après le passage où il est dit que le bateau a été confié au pilote Bouzourkourgal (II, 39) se trouve une ligne de séparation, puis le récit continue ainsi :

Col. II, 40. Alors Mou-scheri-ina-namari s'éleva
41. des fondements du ciel en un nuage noir,
42. en son milieu Ramman fait tonner son tonnerre
43. tandis que Nébo et Scharrou marchent l'un vers l'autre,
44. les porteurs de trône parcourent la montagne et la plaine[1].
45. Le puissant dieu de la peste déchaîne les tourbillons (?)[2].
46. Adar fait constamment déborder les canaux (?)[3].
47. Les Anounnaki font monter les flots[4],
48. ils font trembler la terre par leur puissance[5].
49. L'Inondation de Rammân se gonfla jusqu'au ciel.
50. Toute lumière dépérit en (obscurité)[6].

Col. III, 1. En un jour ils dévastèrent les... de la terre, comme...
2. furieusement soufflait ('hantis izîqâ-ma)... montagne (?)[7].
3. les... les amènent (pour) la lutte contre les hommes[8].
4. Le frère ne vit plus le frère; les hommes ne se soucient plus l'un de l'autre. Dans le ciel[9]
5. les dieux craignent le déluge, et[10]
6. cherchent un refuge, montent au ciel du dieu Anou.
7. Comme un chien sur sa couche, les dieux s'accroupissent entassés sur la grille des cieux.

[1. Lenormant, *Origines*, I, p. 397 et 609, traduit : ils marchaient bouleversant)ou dévastant) la montagne et la plaine.]
[2. Lenormant traduit : Nergal, le puissant, traîna à sa suite les châtiments.]
[3. Lenormant : Adar s'avança en renversant devant lui.]
[4. Lenormant : apportèrent la destruction.]
[5. Lenormant : Dans leurs épouvantements, ils agitèrent la terre.]
[6. Lenormant : Sans éclat en désert le sol fut changé.]
[7. Lenormant lit : (šik) nat napišti (ultu) pan mâti a, et traduit : les êtres vivants de la face de la terre.]
[8. Lenormant traduit : (le) terrible (déluge) sur les hommes se gonfla jusqu'au ciel.]
[9. Lenormant : Les hommes ne se reconnurent plus.]
[10. Lenormant : Les dieux craignirent la trombe et.]

Ces lignes peuvent se grouper de la manière suivante : *a*) Col. II, 40-45, phénomènes qui se produisent dans l'atmosphère; *b*) 46-48, phénomènes terrestres; *c*) 49-50, ce groupe se rapporte aux deux classes de phénomènes; *d*) Col. III, 1-3, ce passage, dans l'état d'altération où il se trouve aujourd'hui, est malheureusement inutilisable; *e*) 4-7, impression produite par le Déluge sur les hommes et les dieux. L'ordre même dans lequel sont rapportés les événements nous fait comprendre cette saisissante gradation de phénomènes, qui débute par l'apparition d'un nuage à l'horizon et aboutit à la fuite des dieux terrifiés.

a) *L'atmosphère.* (Col. II, 40-45). — Delitzsch interprète le mot Mou-scheri-ina-namari par « l'eau de l'aurore au lever du jour ». Ramman est le puissant dieu de la tempête. Le lourd nuage amène la tempête, puis le tourbillon, mais quel phénomène naturel représentent les « porteurs de trône » qui parcourent la montagne et la plaine ?

Jetons un coup d'œil sur la Basse-Mésopotamie. « Aussi rares sont les véritables tempêtes, écrit Schläfli, aussi fréquents sont les tourbillons. Ces tourbillons présentent une forme qui offre une surprenante analogie avec celle d'une trombe et ils ne diffèrent des trombes que par leur couleur blanchâtre; la colonne de sable et de poussière soulevés balaie majestueusement et lentement le désert, et sa partie supérieure se perd dans l'éther bleu et sans nuage... Je me souviens d'avoir compté en un moment onze colonnes de poussière de cette espèce lors du voyage que j'ai fait de Mossoul à Bagdad à la mi-juin l'an passé[1]. » (1861 ?)

Ces colonnes semblent dans leur marche supporter le ciel. Mais la tempête qui soulève la poussière peut avoir une très grande puissance; on en trouve un bon exemple dans ce qui se passa à Bagdad le 20 mai 1857. A la suite d'un coup de vent du sud-ouest le soleil s'obscurcit et prit l'aspect de la lune, puis vers cinq heures de l'après-midi apparut, d'après la description du Dr Duthieul, un sombre nuage de poussière; il enveloppa en un clin d'œil la ville entière et pénétra dans les cours et dans les chambres. En moins d'un quart de minute, on passa du jour à la plus profonde nuit; l'effet était terrifiant, on ne pouvait plus se retrouver, pas même dans les maisons. Cette obscurité, plus profonde que celle de la nuit la plus obscure, dura 5 minutes; les habitants effrayés croyaient que la fin du monde était venue. Et en effet le tumulte des vents

1. Schläfli, *Unt. Mesopotamien*, p. 22, 23.

déchaînés et la scène tout entière faisaient craindre aux esprits les plus calmes un grand cataclysme. La poussière était d'un rouge de brique. La tempête se fit sentir dans des parties fort éloignées du pays. Schläfli l'appelle une trombe de poussière ; d'après Duthieul, cette violente tempête n'avait pas la forme d'une trombe, mais la poussière soulevée se répandit également sur tout le pays[1].

b) *La terre.* (Col. II, 46-49). — Les secousses violentes du sol suffisent à expliquer le débordement des canaux, mais à cette cause peut s'en être ici ajoutée une autre, à savoir : l'action de la tempête et du refoulement des eaux fluviales par les eaux de la mer.

La ligne 48 me paraît avoir une grande importance. Les Anounnaki sont, comme l'a surtout montré Haupt, les esprits de l'abîme et des grandes eaux souterraines. Ce sont eux qui secouent la terre et qui font monter les eaux des profondeurs de l'abîme. C'est à ce jaillissement des eaux du fond de l'abîme que se rapportent les passages souvent cités de la narration élohiste, Gen. VII, 11 : *Rupti sunt omnes fontes abyssi magni et cataractæ cœli apertæ sunt* et VIII, 2 : *Et clausi sunt fontes abyssi et prohibitæ sunt pluviæ de cœlo.*

L'épopée d'Izdubar attribue donc explicitement à une partie des eaux du déluge une origine souterraine, et dans le récit biblique on oppose en deux passages les eaux de l'abîme à la pluie, qui vient du ciel. Ces jaillissements de grandes masses d'eau des profondeurs du sol sont un phénomène qui accompagne d'une manière caractéristique les tremblements de terre ayant les alluvions des grands fleuves pour théâtre. Dans ces grandes plaines, les eaux souterraines s'étendent au loin des deux côtés du fleuve à travers les dépôts récents, et leur niveau supérieur atteint à un point d'autant plus élevé, au-dessus du niveau moyen du fleuve, que l'on s'éloigne davantage de son lit à droite ou à gauche. Tout ce qui est au-dessous du niveau supérieur de la nappe souterraine est humide et mouvant; le sol qui recouvre cette nappe d'eau est sec et friable. Lorsque des ondulations séismiques se produisent dans une région ainsi constituée, la surface friable du sol se sillonne de longues fissures, et par ces fissures les eaux du fond jaillissent avec impétuosité, pures ou mêlées de boue, tantôt par grandes masses, tantôt par jets isolés qui atteignent souvent une hauteur de plusieurs mètres.

C'est à ce phénomène que l'on assista en petit, lors des secousses qui se firent sentir le 9 novembre 1880 dans les alluvions de la Save, près d'Agram; c'est encore lui qui se produisit en de plus

1. Duthieul, dans Schläfli, Mém. cité, p. 23, 24.

vastes proportions, lorsque le 10 octobre 1879 les plaines du Danube près de Moldova furent ébranlées par des secousses séismiques, et nous le retrouvons plus marqué encore sur le Bas-Danube, lors du tremblement de terre de Valachie du 11/23 janvier 1838. Les alluvions récentes, de la Dimbovitza jusqu'au delà du Sereth, furent sillonnées de nombreuses fissures, d'où s'élancèrent en un grand nombre d'endroits les eaux en jets « de plusieurs toises »[1].

On vit encore la même chose se produire dans les alluvions du Mississipi, lorsque sa vallée fut, le 6 janvier 1812, ébranlée par un tremblement de terre au voisinage de la ville de New-Madrid, un peu en aval du confluent de l'Ohio. Un témoin oculaire, Bringier, nous a laissé une impressionnante et instructive description des mouvements ondulatoires du sol et des ruptures qu'ils déterminèrent. Les masses d'eau souterraines, en se frayant un passage, lançaient en l'air les terres soulevées et le phénomène s'accompagnait de détonations bruyantes. Partout s'élançaient des colonnes de terre qui entraînaient avec elles des masses énormes de bois carbonisé et réduit en poussière, qui s'élevaient jusqu'à une hauteur de 10 ou 15 pieds. La surface du sol s'affaissa en même temps et se recouvrit d'un liquide noir, qui monta jusqu'à la hauteur du ventre d'un cheval[2]; les mêmes secousses déterminèrent dans le fond d'un petit lac qui se trouvait près de New-Madrid, le lac Eulalie, des fentes où s'engouffrèrent subitement toutes les eaux. Ces deux séries de phénomènes ne sont point en réalité contradictoires : le lac, ainsi qu'il arrive souvent, avait un lit imperméable, et lors du tremblement de terre, il se vida brusquement dans la couche d'eau souterraine qui se trouvait au-dessous de lui.

Le 12 janvier 1862, toute la région située au sud du lac Baïkal et en particulier le delta de la Selenga, où se trouvait un campement de Bouriates, s'affaissa sur une longueur d'environ 21 kilomètres et une largeur de 9^{km},5 à 15 kilomètres. De toutes parts et même des puits, les eaux s'élancèrent en jaillissant, et, dans la vaste dépression qui s'était produite, les eaux du Baïkal se précipitèrent et elles la remplirent tout entière. Des sources jaillissantes apparurent en plusieurs endroits, par exemple entre le village de Dubinin et la steppe de Sagansk. Dans le village de Kudara les couvercles

1. G. Schueler, *Bericht an das fürstl. wallach. h. Ministerium* etc., *über die Erdspaltungen und sonstigen Wirkungen des Erdbebens v.* 11./23. *Jan.* 1838, in-fol., Bukarest, 1838.

2. L. Bringier, *Notice of the Geology* etc., *of the Region around the Mississippi and its confluent waters* (Silliman, Amer. Journ., III, 1821, p. 20-22).

3. Ch. Lyell, *Principles of Geology*, 2^{d} ed., II, p. 139.

de bois des puits furent lancés en l'air comme des bouchons de bouteilles de champagne, et des sources d'eau tiède jaillirent çà et là jusqu'à une hauteur de 3 sagènes (6m,4). La secousse se fit sentir au sud au delà de Kiakhta jusque vers Ourga, et les Mongols furent si effrayés, qu'ils firent célébrer par les Lamas des cérémonies religieuses, pour apaiser les méchants esprits, qui, à leur jugement, ébranlaient la terre[1].

Les tremblements de terre qui se sont produits dans les régions arrosées par le cours inférieur de l'Indus, du Gange et du Brahmapoutra fournissent de nombreux exemples des phénomènes que nous venons de décrire. Nous reviendrons du reste plus bas sur cette question. —

Ces masses d'eau, que les Anounnaki font monter des profondeurs, ces sources de l'abîme qui s'ouvrent, comme le dit la Genèse, constituent à mon avis, pour le géologue, la preuve qu'il s'agit ici d'une secousse séismique se produisant dans une large vallée fluviale. On n'a jamais observé, en effet, de tels phénomènes, que dans des plaines basses auxquelles sont sous-jacentes des nappes d'eau souterraines, et ils seraient inintelligibles ailleurs.

Voici donc comment nous pouvons expliquer le passage qui se trouve Col. II, 46-49 : les cours d'eau ont débordé, les eaux d'infiltration de l'Euphrate dans le sous-sol ont jailli hors du sol en même temps qu'il était ébranlé par des secousses séismiques.

c) *Troisième groupe* (Col. 49-50). — Il est bon de remarquer que jusqu'ici il n'est pas question de déluge ; le débordement des canaux et le jaillissement des eaux souterraines ne se peuvent en effet observer qu'avant qu'une inondation totale se soit produite. Ce n'est qu'à la ligne 49 qu'il est fait mention de l'inondation universelle. Ce passage est ainsi conçu :

49. L'inondation de Ramman se gonfla jusqu'au ciel.

Dès les premiers mots où il est fait mention du Déluge, on nous le montre montant jusqu'au ciel, et dans ce passage ce n'est point Éa, le dieu de la mer (on le représente plutôt comme donnant à l'homme des avis bienveillants), qui est nommé, mais Ramman, le dieu de la tempête. Il ne s'agit point seulement ici d'une inondation séismique, dont la tempête fouette les vagues, ce n'est pas devant ces vagues-là que les dieux se seraient enfuis dans le ciel

1. Les descriptions détaillées que Lopatin, Semenov, Phitingov et autres ont données de ces événements remarquables ont été réunies par Perrey, *Notes sur les tremblements de terre en* 1862, p. 111 et suiv., et 1863, p. 67-92.

d'Anou, ou, si nous interprétons ce passage comme certains assyriologues, dans la sphère des étoiles fixes.

Soudaines et terribles sont les inondations que causent les cyclones. Elles se produisent seulement dans le voisinage de la mer, dans les îles ou dans les basses vallées des grands fleuves. Sur une largeur de plusieurs centaines de kilomètres, la vague soulevée par le cyclone aborde le continent; à mesure qu'elle pénètre en des sinuosités plus étroites de la côte, elle s'élève à une hauteur plus grande, jusqu'à ce qu'enfin elle se précipite sur la plaine en dévastant tout devant elle. Les ravages causés par ces ras de marée sont effrayants, ainsi qu'on l'a observé aux Antilles et aux embouchures des fleuves de l'Inde; je donnerai plus loin de ces phénomènes des exemples contemporains où, dans une seule nuit, de cent à deux cent mille vies humaines ont été détruites. En règle générale il tombe en même temps des pluies torrentielles, que les observateurs d'aujourd'hui qualifient sans hésiter de diluviennes; ces pluies occupent principalement la région située en avant du cyclone; de violents orages ont souvent lieu en même temps.

Dans quelques cas, des secousses séismiques accompagnent également les cyclones; c'est ce qui se passa à Calcutta dans la nuit fatale du 11 au 12 octobre 1737, dont nous parlerons plus bas. Sir G. Rodney était fermement convaincu qu'un tremblement de terre avait accompagné le « grand ouragan » qui s'abattit sur les Antilles le 10 octobre 1780, souleva la mer à 25 pieds de haut à Saint-Pierre de la Martinique, fit périr 9 000 personnes dans cette île, 6 000 à Sainte-Lucie, et causa d'infinis ravages; à son jugement, la complète destruction des édifices les plus solides ne pouvait recevoir d'autre explication, et seule la violence de la tempête avait empêché les habitants de s'apercevoir des secousses[1]. —

Revenons au texte de l'épopée d'Izdubar.

Il signale à la ligne 50 l'obscurité qui se produisit.

Le 2 septembre 1860, sur la côte est du Japon, la corvette de guerre prussienne *Arkona* entra dans un cyclone, auquel elle réussit à échapper après une lutte glorieuse. « A 8 heures (du matin), est-il dit dans la relation, il faisait si sombre qu'on ne pouvait plus apercevoir l'extrémité du navire; la mer et les nuages semblaient se confondre, les vagues se dressaient comme des murs, et la tempête éparpillait dans l'air l'écume des flots en une pluie serrée de fines aiguilles. La pluie et les lames faisaient ruisseler le pont et

1. H. W. Dove, *Ueber das Gesetz der Stürme* (Poggendorff's Annalen d. Phys. u. Chem., 2. Reihe, XXII, 1841, p. 40).

pénétraient par toutes les ouvertures dans la batterie; on ne distinguait plus le bruit habituel de la mer et du vent, tout tremblait et tonnait... »[1]

C'est Ramman qui soulève les vagues jusqu'au ciel, si bien que les dieux effrayés s'enfuient dans les sphères supérieures, et qui fait s'éteindre dans les ténèbres toute lumière. Et le passage où on le représente entrant en scène immédiatement après les Anounnaki donne à penser qu'au tremblement de terre s'était joint un cyclone, qui s'était précipité du golfe Persique sur la plaine de Mésopotamie C'est de la même manière que, le 1er mai 1769, à Bagdad, un violent tremblement de terre, qui renversa des milliers de maisons, s'accompagna d'une tempête terrible et d'une pluie « diluvienne », mêlée de grêle[2].

De tous les phénomènes actuels, le plus dévastateur, c'est un cyclone accompagné d'un tremblement de terre, et c'est en même temps celui auquel s'applique le plus exactement la description que donne 'Hasis-Adra du plus grand événement naturel de l'antiquité.

Les 3 lignes suivantes, Col. III, 1, 2, 3, sont malheureusement, comme nous l'avons dit, si mutilées, qu'il est impossible d'en donner une explication satisfaisante. Les quelques mots épars qui subsistent, et que d'ailleurs les différents traducteurs interprètent de la manière la plus différente, permettent seulement de reconnaître que dans ce passage se continue la description de l'événement.

Col. III, 4. 'Hasis-Adra décrit l'impression produite sur les hommes terrifiés; 5-7, celle qui a été produite sur les dieux; je n'ai rien à ajouter à ce que j'ai déjà dit sur ce passage.

5. Continuation et fin du cataclysme. — Vient alors la plainte de la noble mère des hommes, Istar, qui gémit sur la destruction des hommes; les dieux s'associent à sa plainte. Le texte continue ainsi :

Col. III. 19. Six jours et sept nuits
20. le vent, le déluge (cyclone) et la tempête gardent le dessus,
21. à l'aube du septième jour la tempête diminua, le déluge (cyclone) qui avait combattu un combat,
22. comme une (puissante) armée
23. s'apaisa; la mer se retira, la tempête et le déluge (cyclone) cessèrent.
24. Je naviguais sur la mer en me lamentant

1. Th. Reye, *Die Wirbelstürme, Tornado's und Wettersäulen*, in-8°, 1872, p. 115.
2. Richard, *Histoire naturelle de l'air et des météores*, in-12, 1771, VIII, p. 504.

25. de ce que les demeures des hommes eussent été changés en boue ;
26. comme des troncs d'arbres les cadavres flottaient.
27. J'ouvris une lucarne, et lorsque la lumière tomba sur mon visage
28. je frissonnai et je m'assis en pleurant,
29. sur mon visage coulaient mes larmes.

Les lignes 19-23 parlent de la durée et de la diminution de l'inondation. La durée de 6 jours et 7 nuits est beaucoup plus courte que celle que donnent les textes bibliques, et elle se rapproche davantage de la durée des événements semblables qui se produisent de nos jours.

A la ligne 20, on trouve dans le texte trois substantifs : *sâru, abûbu* et *mêhu*. On s'accorde à traduire le premier mot par vent ; le troisième signifie certainement « tempête » d'après P. Haupt ; Lenormant le traduit par « la pluie diluvienne ». On a donné du second mot *abûbu* plusieurs interprétations. De même que dans le texte hébraïque le mot *mabbûl*, de même le mot abûbu s'emploie ici (par exemple I, 13 ; III, 20, 21, 23 ; IV, 14-17, *et seq.*) pour désigner dans son ensemble le Déluge.

George Smith le traduit par « deluge », Lenormant par la « trombe diluvienne », Paul Haupt par « Sturmfluth » ou « Fluth » ; mais il admet aussi la traduction de « trombe », ainsi qu'il me l'a obligeamment fait savoir[1].

A la ligne 22 se présentent des hésitations analogues ; elles portent sur le sens du mot *hâltu*, qui ne se trouve que dans ce passage ; les traducteurs antérieurs le traduisaient par « tremblement de terre », Haupt le traduit par « armée », en raison spécialement du verbe « combattre » (Haupt, *Exc.*, p. 73, 74). Haupt traduit :... *Die Fluth, die einen Kampf geführt, wie ein* (*gewaltiges*) *Kriegsheer, beruhigte sich.* « [Le déluge, qui avait combattu un com-

1. Le Dr Haupt écrit : « *Mabbûl* est en hébreu le nom propre du Déluge ; mais la signification du mot n'est pas claire. On le fait habituellement dériver de *jabal* = couler ; mais c'est là une dérivation douteuse. Eb. Schrader dans la première édition de *Die Keilinschriften und das Alte Testament* (1872) traduit l'assyrien *abûbu* par « tas d'épis », « tas », en le rapprochant de l'hébreu *abîb* = épi. Avant lui, Oppert et Lenormant ont traduit le mot par « éclair », *fulmen*. Schrader emprunte sa traduction à Norris, *Assyr. Diction.*, I, London, 1868. Norris traduit la phrase fréquente : *kima til abûbi ashup* par : « like a heap of corn I swept away », et Schrader à sa suite par : « gleich dem Hügel eines Abûbu warf ich nieder. » Smith a le premier employé la traduction « storm, whirlwind » (*Assurbanipal*, 56, 74). Praetorius l'adopte dans la *Zeitschrift der deutschen Morgenländ. Gesellschaft*, Bd. 28, p. 89, et en rapproche l'arabe *habûb*, « stark blasend, heftiger Wind », vent qui souffle violemment, qui vient de *habba* = souffler violemment (d'où aussi *habbâb*, poussière fine). L'expression *kima til abûbi* est alors interprétée par « wie ein Haufe, eine Ruine, die der Sturm zerstört hat », comme un monceau, une ruine que la tempête a détruits. Pognon (*L'inscription de Bavian*, Paris,

bat, comme une puissante armée, s'apaisa.] Lenormant traduit au contraire par : *La trombe terrible, qui avait assailli comme un tremblement de terre, s'apaisa.*

L. 23 *b*. La mer se retira ; d'après Haupt, *Exc.*, p. 74, mot à mot : « Il fit rentrer la mer dans son lit. » Cette traduction littérale est, d'après le Dr Haupt, à qui je dois tant d'utiles indications pour cette étude, confirmée par deux passages de la première tablette de l'épopée d'Izdubar. Cela montrerait une fois de plus que l'inondation est venue de la mer, ce dont nous donnerons bientôt une nouvelle preuve.

L. 24-29. La violence de la tempête est à ce moment certainement tombée. Ces passages montrent d'une manière très frappante l'état de la terre après le grand déluge, les habitations ensevelies dans la boue, les cadavres qui flottent çà et là, ils dépeignent en traits expressifs la profonde impression produite sur l'âme des survivants. Nous arrivons maintenant à l'échouage du navire.

6. **L'échouage.** — Voici, avec quelques changements essentiels, que le Dr Haupt a eu la bonté de m'indiquer, le passage qui se rapporte à cet épisode du récit :

Col. III. 30. Je voyais vers les quatre directions du ciel (ou : partout où je regardais) une mer terrible[1],
31. vers les douze demeures du ciel (dans toutes les directions de la rose des vents) aucune terre.
32. (Sans volonté) le navire flottait vers le pays de Nizir.
33. Une montagne du pays de Nizir arrêta le navire, et ne lui permit pas d'aller plus loin vers le haut.
34. Le premier et le deuxième jour la montagne de Nizir retint le navire et ne le laissa pas aller plus loin vers le haut,
35. et aussi le troisième et le quatrième jour la montagne de Nizir, etc. (*ut supra*).
36. (De même) le cinquième et le sixième jour la montagne de Nizir, etc. (*ut supra*).

1879, p.93) dit, au contraire : « Quant à l'expression *til abûbi*, que l'on rencontre souvent dans les textes, je crois qu'elle désigne un monticule inhabité et battu par le vent ; de même dans le Glossaire, p. 78. La même année, j'ai traduit dans mes *Sumerischen Familiengesetze*, p. 19,7 le mot par « Sturmfluth ». Lotz (*Tiglathpilesar*, 1880, p. 129) hésite pour *til abûbi* entre « vague soulevée par la tempête » et « dune de sable mouvant ». Dans le commentaire du récit du Déluge, que j'ai publié dans le livre de Schrader, j'ai tout d'abord montré que, comme l'hébreu *mabbûl*, *abûbu* est le nom propre du Déluge. De tout cela ressort qu'on peut très bien traduire avec Lenormant *abûbu* par trombe. » — Cette interprétation du mot concorde si bien avec la description des phénomènes dont les embouchures du Gange sont de nos jours le théâtre, que, suivant ici les idées de Lenormant, j'aurais traduit *abûbu* par « cyclone », si l'on n'avait pu objecter qu'à cette époque le caractère rotatoire des grandes tempêtes était inconnu.

[1. Lenormant traduit : Je regardais les régions limites de la mer.]

A l'aube du septième jour, 'Hasis-Adra lâcha une colombe.

Pour la ligne 31, l'interprétation du Dr Haupt concorde avec celle qu'avait donnée antérieurement Oppert.

Une inscription qui raconte une expédition du roi Assournazirpal nous renseigne sur le pays de Nizir. Il faut le chercher à l'est du Tigre, au delà du Petit Zab, à peu près entre le 35e et le 36e degré de latitude. Mais le texte que nous venons de citer ne me semble point nous obliger, ni même nous permettre d'affirmer que le navire a échoué au cœur même des montagnes ou sur un pic élevé[1].

Les hautes montagnes qui séparent la Perse de la Mésopotamie consistent en une chaîne dissymétrique dont les parties les plus anciennes forment vers le nord-est le massif de l'Elvend. A ces formations succèdent des chaînons plissés, constitués par des calcaires mésozoïques et nummulitiques; des argiles miocènes, plissées et même renversées, qui contiennent du gypse, du sel et de l'asphalte, forment au sud-ouest la zone extérieure de cette grande chaîne.

Tout le cours inférieur du Petit Zab est compris, d'après Loftus, dans la zone de ces collines miocènes.

L'inscription d'Assournazirpal, dans le passage auquel nous avons fait allusion, est ainsi conçue : « Au mois de Tischrit, le 15e jour, je partis de Kalzou et j'entrai dans la ville de Babité. Je partis de Babité et je m'approchai du pays de Nizir, que l'on appelle aussi Loullou-Kinipa. Je pris la ville de Bounasi, sa capitale et 30 villes fermées de sa frontière. Les hommes eurent peur et se retirèrent dans la montagne de difficile accès. Mais Assournazirpal, qui marchait le premier à leur suite, alla les y chercher comme des oiseaux; il répandit leurs cadavres dans la montagne de Nizir. Il tailla en pièces 326 de leurs guerriers; il prit leurs chevaux. Il culbuta le reste d'entre eux dans les gorges et les ravins de la montagne. » (Lenormant, *Origines*, II a, p. 10, 11). D'après Oppert (*Expéd. Mésop.*), suivent les mots : « Les pics majestueux de ces montagnes se dressent comme un poignard. En me cachant au regard de mes guerriers, j'escaladai leurs refuges... » Et en un autre passage : « Je partis de la ville de Kalzou, je passai le Petit

1. Delitzsch, *Paradies*, p. 105; Lenormant, *Origines*, II, 1re partie, p. 6. Il me semble qu'il n'y a aucune raison de considérer le Pic de Rowandiz ou un autre sommet élevé comme le lieu de l'échouage; voir Sayce, *Cuneiform Inscriptions of Van* (Journ. Asiat. Soc., new ser., XIV, 1882, p. 393). Sur l'expression « montagne », voir aussi Diestel, *Die Sintfluth*, 2e édit., 1876, p. 13. (Samml. wissensch. Vorträge, von Virchow u. Holtzendorf, VI. Ser., 137).

Zab, et j'entrai dans le pays du voisinage immédiat de la ville de Babité. »

Kalzou (Kakzi dans Oppert) est identifié avec Schamâmek auprès d'Erbil (Arbèles), c'est-à-dire avec le pays de Schemamlik, au pied du Dehir Dagh.

Si on rapproche ces données de la description de Černik, on arrivera aux résultats suivants : le roi assyrien commença sa marche au point même où, plus de cinq cents ans plus tard, la grande armée de Darius Codoman, après la bataille de Gaugaméla, s'enfuit vers Arbèles devant Alexandre victorieux. Cet endroit est entre 290 et 325 mètres au-dessus du niveau de la mer. On pouvait arriver à la ville de Babité le jour même et elle devait se trouver dans le voisinage immédiat du Petit Zab. L'expédition se dirigea vers l'E.S.E. Le roi avait avec lui des chars de guerre; il doit avoir passé le fleuve dans le voisinage de la grande route actuelle, c'est-à-dire non loin d'Altyn-Keupru. Par le pays de Nizir il faut donc entendre le pays qui est séparé de la plaine du Tigre par les hauteurs miocènes du Karatchok Dagh, du Baravan Dagh et plus loin vers le sud par la partie septentrionale du Djebel Hamrin. Plusieurs rivières, au nombre desquelles le Petit Zab, franchissent ces hauteurs dans d'étroits défilés, et des bancs de conglomérats tertiaires forment en plusieurs endroits des murs de rochers déchirés et sauvages d'une grande hauteur[1].

L'altitude des montagnes qui bordent le pays de Nizir est en moyenne de 300 mètres; les cours d'eau sont à un niveau beaucoup plus bas. Je ne trouve aucune raison qui permette de croire que ces montagnes aient été submergées.

Le bateau flottait au-dessus de la grande plaine, il entra dans la région du Tigre, qui se trouve à un niveau plus bas, et échoua sur la pente d'un de ces contreforts miocènes, qui enserrent la plaine vers le nord-est et le nord. Il n'atteignit point le sommet, mais ceux qui avaient été sauvés quittèrent alors le navire et achevèrent de gravir la montagne; car il est dit plus bas :

Col. III, 44. J'érigeai un autel au sommet de la montagne...

Une circonstance qui, à mes yeux, est décisive, quant à la nature de l'événement tout entier, c'est le fait que le navire a été poussé vers l'intérieur des terres, en sens inverse du cours des fleuves. Si, comme c'est l'opinion la plus répandue, le Déluge avait été causé

1. Černik, *Studien*, I, p. 37-48, et II, p. 1-4.

par la pluie, le navire eût été certainement entraîné du Bas-Euphrate vers la mer.

Mais cette conception, que l'on se fait généralement des événements contenus dans le récit biblique, peut à peine se fonder sur le récit lui-même. Déjà, au siècle dernier, d'éminents exégètes ont soutenu que dans la Genèse (VI, 17 et VII, 6), au lieu de *majim*, *aquae*, « les eaux », il fallait lire *mijam*, *a mari*, « de la mer » (les textes hébraïques, comme l'on sait, ne renfermaient point à l'origine de voyelles). J. D. Michaelis, que Bunsen appelle un des fondateurs de la nouvelle exégèse biblique, traduisait déjà ainsi, il y a plus d'un siècle, les passages dont il s'agit :

Col. VI, 17. Et moi, je veux faire venir de la mer un déluge sur la terre pour détruire toute chair vivante sous le ciel.

Col. VII. 6. Noé avait 600 ans, lorsque le Déluge vint de la mer sur la terre, et qu'il entra dans le navire avec ses fils, sa femme et les femmes de ses fils pour échapper aux eaux du Déluge.

Il fait ici cette remarque très sensée : « En fait, le Déluge doit avoir eu dans la mer sa principale origine, car il s'en faut bien que l'air puisse contenir autant d'eau qu'il n'eût été nécessaire, aussi ne pouvait-il la laisser tomber en pluie[1]. »

On a objecté à cette interprétation, que plusieurs exégètes célèbres du siècle dernier ont acceptée, « que le changement de *majim* en *mijam* était inutile et qu'il fallait le rejeter, parce que la pluie avait joué elle aussi un rôle important »[2]. Mais il est inutile d'expliquer plus longuement en quelle extraordinaire mesure cette modification du texte fait coïncider le récit biblique avec ce que nous savons aujourd'hui des événements analogues.

7. **Terminaison et date de l'événement.** — La partie du récit de 'Hasis-Adra qui suit offre un très vif intérêt à cause des étroites relations qui l'unissent au texte biblique, mais elle ne nous fournit aucun éclaircissement essentiel sur les questions dont nous traitons ici.

L'épisode de l'envoi des oiseaux a été étudié par Delitzsch et Eb. Schrader, qui ont fait ressortir le caractère plus primitif du

1. J. D. Michaelis, *Deutsche Ubersetzung des Alten Testamentes mit Anmerkungen für Ungelehrte*, II, 2e éd. Göttingen, 1775, p. 15, 16, 41, 43; le même : *Orient. u. Exeget. Bibliothek.*, IX. Frankfurt a. M., 1775, p. 183. D'autres auteurs ont aussi parlé du rôle qu'avait pu jouer le débordement de la mer, comme par exemple Delitzsch, *Paradies*, p. 212.

2. Aug. Knobel, *Die Genesis*, 2e éd., 1860, p. 88; Aug. Dillmann, *Die Genesis*, 4e éd., 1882, p. 133.

récit chaldéen et sa surprenante ressemblance avec certaines lignes du texte biblique. Les grands arcs d'Anou, qu'élève la déesse Istar avant de prononcer son vœu, l'arc-en-ciel de la Genèse, font ici penser à la pluie; Éa, le dieu de la mer, joue un rôle de pacificateur, et c'est lui qui exige du farouche Bel qu'il n'y ait plus de déluge[1]. —

D'après ce que nous avons dit jusqu'ici, il nous faut considérer comme le théâtre de ces divers événements le bassin inférieur des fleuves de Mésopotamie, depuis la ville de Schourippak, qui se trouve sur l'Euphrate au voisinage de la mer, jusqu'aux pentes des montagnes de Nizir au delà du Tigre. Une autorité très respectable a cependant fait, il y a peu de temps, une objection à cette conception des événements : le récit chaldéen a, il est vrai, une couleur tout spécialement babylonienne; il est, par son allure même, localisé à Babylone. Mais, en dépit de cette localisation, il n'apparaît aucune liaison bien nette entre les épisodes que la narration renferme et les conditions climatiques du pays; il faut même remarquer, d'abord, que le Déluge ne se trouve point en relation avec les crues périodiques du fleuve en novembre et au printemps, et en second lieu que l'on ne peut comprendre pourquoi le navire, conduit par un pilote, serait allé si loin vers le nord. La chose ne se comprendrait que s'il avait survécu dans la légende babylonienne la croyance à l'origine septentrionale de la nouvelle humanité, mais cette croyance suffirait à prouver que la Babylonie n'est point le berceau du récit du Déluge[2].

Ces objections me paraissent provenir de la conception *continentale*, si l'on me permet le mot, que l'on se fait de ce grand événement, conception qui assigne à la pluie le rôle principal dans la production du Déluge, tandis que, comme nous l'avons déjà montré, les pluies ne sont jamais que des causes accessoires dans de pareilles inondations. Le Déluge est venu, comme toutes les grandes inondations d'aujourd'hui, de la mer; il n'y a aucune relation entre les tremblements de terre ou les cyclones et les crues périodiques des fleuves, et ce sont des tremblements de terre et des cyclones qui ont poussé le navire aussi loin vers le nord.

Je n'ai point à m'occuper ici de chercher à déterminer avec exactitude le jour et le mois où le Déluge a commencé, jour et mois que mentionnent Bérose et la Genèse (VII, 11); je n'ai pas

1. Eb. Schrader, *Die Keilinschriften und das Alte Testament*, 2e éd., 1883, p. 50-52. Pour les « grands arcs (?) d'Anou », comparez aussi Haupt, dans Schrader, ouvr. cité, p. 517.

2. Aug. Dillmann, *Uber die Herkunft der urgeschichtlichen Sagen der Hebräer* (Sitzungsber. der k. preuss. Akad. der Wiss. Berlin, Jahrg. 1882, I, p. 436-439).

non plus à discuter l'intéressant parallèle qu'a établi Rawlinson entre les chants de l'épopée d'Izdubar et les signes du Zodiaque. Bosanquet a cru pouvoir déterminer la date exacte du Déluge en se basant sur les observations d'éclipses du soleil faites dans l'antiquité. Il l'a placé en l'an 2379 avant J.-C. Je ne donne ce chiffre que pour être complet, car tous les indices tendent à nous faire reculer la date de la catastrophe à une époque beaucoup plus ancienne[1].

J'abandonne pour le moment l'étude de l'épopée d'Izdubar, pour examiner des événements récents analogues au Déluge. Ils sont, comme nous l'avons appris dans ces dernières années, beaucoup plus fréquents qu'on ne le suppose dans l'Europe centrale. Nous avons choisi comme exemples les événements dont les bouches de l'Indus, du Brahmapoutra et du Gange ont été le théâtre. Nous achèverons ensuite d'étudier le cataclysme décrit par 'Hasis-Adra et nous passerons brièvement en revue les légendes diluviennes qui se trouvent chez d'autres peuples et où l'on a voulu voir la preuve que le fléau s'était étendu sur toute la surface de la planète.

B. — ÉVÉNEMENTS RÉCENTS DANS LE BASSIN INFÉRIEUR DES FLEUVES DE L'INDE

'Hasis-Adra a offert le sacrifice; les dieux se réunissent comme des mouches au-dessus de l'autel et hument l'odeur délicieuse qui s'en exhale. La mère des hommes, Istar, après qu'elle a érigé les grands arcs (?), jure de ne jamais oublier ce qui s'est passé, et le sage Éa dit à Bel qu'il pourra bien faire porter au pécheur le poids de son péché, au blasphémateur le poids de son blasphème, mais qu'il ne doit plus produire de nouveaux déluges (*abûbu*). Que viennent des lions, des hyènes et la famine et la peste pour réduire le nombre des hommes, mais qu'il n'y ait plus de déluge.

Noé aussi offre un sacrifice, Yahvéh en respire l'agréable odeur et il jure dans son cœur de ne plus frapper d'une destruction générale tout ce qui a vie.

Elohim place aussi l'arc dans les nuages, et l'alliance de paix est

1. Bosanquet, *Synchron. History of Assyria and Judaea* (Trans. Soc. Bibl. Archæol., III, 1874, p. 19), et *Chronological Remarks on the History of Esther and Ahasverus* (ibid., V, 1877, p. 264). On peut se faire une idée, en examinant par exemple les données relatives à l'époque où vécut Sargon, du peu de solidité des bases sur lesquelles reposent ces calculs (voir ci-dessous, p. 85).

scellée pour tous les temps avec les hommes et toutes les créatures vivantes.

Et le pays du Bas-Euphrate, bien qu'il ait été souvent visité par des tremblements de terre, n'a pas été en effet en ces derniers milliers d'années le théâtre d'un nouveau déluge. Les sédiments obstruent les embouchures des fleuves, les canaux fécondants sont desséchés, le pays est dévasté, à Babylone les terribles prophéties de Jérémie se sont accomplies, les villes orgueilleuses des rois ne sont plus que des amas informes de décombres, mais nul déluge n'a couvert de nouveau ce pays.

Mais, de nos jours encore, dans les plaines d'autres grands fleuves, on a souvent vu à l'œuvre les Anounnaki et souvent on a senti la colère du terrible Ramman. Aussi laissons-nous de côté pour l'instant les traditions du passé et en venons-nous à examiner les événements actuels.

Chez tous les peuples, les sources ont toujours passé pour des lieux sacrés, et dans les régions chaudes et privées d'eau plus encore que dans les pays du Nord. Mais les phénomènes de l'infiltration et de l'évaporation étaient inconnus et on cherchait à s'expliquer de mille manières diverses l'alimentation des fontaines. On apprit ainsi à connaître les sources souterraines : ce sont ces « eaux du fond », qui, lors des tremblements de terre, se frayent un passage au travers du sol, jaillissent au dehors et se répandent à la surface, et il arrive souvent qu'en même temps une étendue considérable de la surface s'affaisse dans le vide laissé par le départ des eaux. C'est ainsi, nous l'avons vu plus haut, qu'une nappe d'eau a recouvert le lieu où s'élevait un campement de Bouriates au voisinage du lac Baïkal.

C'est sur de très vastes proportions que se sont produits ces jaillissements des eaux souterraines et ces affaissements du sol, lors des tremblements de terre qui ont souvent ébranlé la basse vallée de l'Indus.

Nous nous attacherons tout d'abord à cet exemple.

Les bouches de l'Indus occupent la vaste étendue plate qui s'étend de Karatchi, au nord-ouest, à Lakhpat, au sud-est. Cette plaine est limitée à droite par les hauteurs qui vont des monts Kirthar jusqu'au cap Monze, près de Karatchi. En aval de Haiderabad, près de Jarrack, et entre Tatta et Pirputta, les masses rocheuses de ces montagnes s'avancent encore jusque vers le fleuve, resserrant sur cette rive sa vallée, tandis qu'à gauche, de grands bras s'en sont déjà séparés bien en amont de ces points. La question de savoir où

commence en de telles conditions le delta du fleuve peut donc recevoir des réponses différentes, et, si on le fait commencer à Tatta, on n'y comprend qu'une partie relativement petite du vaste pays d'alluvions qu'a construit ce fleuve immense si chargé de sédiments.

Fig. 4. — Rann de Katch et bouches de l'Indus (d'après la carte jointe à la 2e édition du *Manual of the Geology of India*). — Échelle de 1 : 6.000.000. environ.

Les terrains anciens sont représentés par des hachures obliques; le Rann et les estuaires côtiers par des traits horizontaux discontinus; les alluvions sont en blanc.

A l'embouchure de la branche principale du fleuve, comme Tremenheere l'a montré, s'exerce l'action de courants marins, dirigés principalement vers le nord-ouest, de telle sorte qu'une partie des sédiments est entraînée jusqu'au voisinage immédiat de Karatchi. L'embouchure elle-même a été déviée dans cette direction. Les nombreux lits desséchés qui se trouvent entre l'Indus et la Narra, qui se détache de lui très loin en amont, montrent que l'écoule-

ment des eaux et en même temps l'accroissement du delta ont toujours été en gagnant vers le nord-ouest[1].

Cunningham attribue cette déviation de tous les fleuves du Pandjab vers la droite à la rotation de la terre, et fixe le moment où l'Indus a quitté le lit de la Narra à l'an 680 après J.-C. En l'an 711 de notre ère, la branche principale du fleuve avait déjà creusé près de Rohri son lit actuel, mais elle coulait cependant alors à l'est de Haiderabad, et c'est seulement en 1592 qu'elle paraît avoir passé à l'ouest de cette ville[2].

Des phénomènes naturels ont détruit dans la plaine de l'Indus de grandes et populeuses villes. Elles ont été anéanties bien souvent en quelques instants, avec des milliers de leurs habitants, et la destruction des conduits d'irrigation ou la déviation du cours du fleuve ont rendu impossible aux survivants de les relever. Des siècles plus tard, le voyageur trouve au lieu où était l'une de ces villes de vastes ruines et auprès du lit desséché du fleuve disparu les monuments couverts de sculptures d'une capitale abandonnée, et c'est déjà un but digne des efforts de nos archéologues que de déterminer son nom.

« J'ai voyagé, écrit Ibn Batoutah en l'an 1333 de notre ère, à travers le Sind jusqu'à la ville de Lâhari, qui est située sur la côte de la mer des Indes, au point où le Sind (Indus) se jette dans cette mer. Elle a un grand port, où viennent des navires de la Perse, de l'Yémen et d'autres pays. A quelques milles de cette ville sont les ruines d'une autre ville où se trouvent en quantité presque innombrable des pierres en forme d'hommes et d'animaux. Les gens de cet endroit racontent, qu'à l'opinion de ses historiens, il y avait une fois en cet endroit une ville, dont les habitants s'étaient pour la plupart rendus coupables de si grands péchés que Dieu les changea en pierres, ainsi que les animaux, les plantes et les semences qui se trouvaient dans la ville, et en fait il y a en ce lieu des pierres en forme de semences en quantité presque innombrable. » On a confondu ici en une même tradition des sculptures et les fossiles du calcaire nummulitique. Il s'agit probablement des restes du célèbre port de Debal, qui était situé entre Karatchi et Tatta.

La nouvelle de l'existence de ces villes ruinées se répandit dans toutes les directions vers l'ouest et le nord-ouest et de multiples coïncidences avec les légendes locales nous permettent de supposer

1. E. W. Tremenheere, *On the lower portion of the River Indus* (Journ. Geogr. Soc., XXXVII, 1867, p. 68-91).

2. Cunningham, *The ancient Geography of India*, I : *The Buddhist Period*, in-8°, 1871, p. 251, 280.

qu'un épisode des *Mille et une Nuits*, le récit de Zobéide qui, partie de Bassora, arriva au bout de vingt jours de voyage dans le port d'une grande ville des Indes et y trouva le roi, la reine et tout le peuple changés en pierre, se rapporte à l'une des villes détruites, riches en sculptures, du delta de l'Indus et peut-être à Debal même[1].

Beaucoup plus loin de la côte, au nord-est de Haiderabad, Bellasis et Richardson ont visité, en 1854, les ruines de Brahminabad, auprès du lit desséché de la Narra. C'était autrefois une ville vaste et populeuse, construite en briques cuites ; ce n'est plus qu'un immense amas de décombres, du milieu desquels émerge encore la partie inférieure d'une énorme tour ronde. On peut encore reconnaître des espaces vides indiquant l'emplacement des bazars, et les premières fouilles ont mis au jour les squelettes d'habitants qui se trouvaient dans leurs maisons, des monnaies et des camées, des sculptures qui avaient échappé à la rage des iconoclastes musulmans, et jusqu'à des pièces de jeu d'échecs, artistement travaillées. L'entière destruction de bâtiments très solides, l'absence de traces d'incendie, la manière même dont on a découvert les restes des habitants et des objets qu'ils possédaient confirme la tradition, d'après laquelle la ville aurait été soudainement renversée par un tremblement de terre[2].

Sur le plus oriental des anciens bras de l'Indus, le Khori, et près de son embouchure, se trouve la ville de Lakhpat. C'est là que finit la ligne de hauteurs de Katch, qui s'étend le long de la côte du S.E. au N.W., et sépare de la mer le *Rann de Katch*, vaste élargissement de la plaine des embouchures vers le sud-est.

L'immense plaine du Rann est tantôt, lors de la mousson du sud-ouest qui vient de Lakhpat, recouverte d'eau salée, tantôt, lors des crues de l'Indus, inondée d'eau douce qui arrive par les lits du Banas ou du Louni, tantôt desséchée et mouchetée de grandes flaques de sel d'un blanc éclatant.

Wynne, qui a dressé la carte géologique de Katch, décrit en termes saisissants l'écrasante impression de solitude et de silence que l'on éprouve dans le Rann, où, à l'exception de quelques rares troupeaux d'ânes sauvages, qui fuient devant le voyageur, on n'aperçoit aucun être vivant, et où les plus merveilleux mirages emplissent les airs[3].

1. Cunningham, *Ancient Geogr.*, I, p. 299-301. D'après Vyse (*Geol. Notes on the River Indus*, Journ. Roy. Asiatic Soc., new ser., X, 1878, p. 323), c'est à tort que l'on regarde la Narra comme un ancien lit de l'Indus.

2. A. F. Bellassis, *An account of the ancient and ruined city of Brahminabad in Sind*, (Journ. Bombay Branch Roy. Asiatic Soc., V, 1857, p. 413-425 et 467-477).

3. A. B. Wynne, *Memoir on the Geology of Kutch* (Mem. Geol. Survey of India, IX,

Le nom même, emprunté au sanscrit, dénote la haute antiquité de cette plaine du Rann, car *Kachchha* signifie « marais », et *Irina* (Rann) « désert de sel ». Le grand voyageur chinois Hiouen-Tsang, qui a parcouru le Sind en l'an 641 après J.-C., décrit déjà cette région comme un lieu bas, humide, et dont le sol est saturé de sel[1].

Les prodigieux mirages du Rann ont été la source d'un grand nombre de légendes et de contes merveilleux. Les indigènes voient dans ces mirages le fantômal domaine d'un roi pieux, qui avait si bien réussi à faire régner la vertu, et avait si complètement ramené ses sujets à l'âge d'or, que sa capitale, débarrassée de tout être impur, s'éleva d'elle-même vers le ciel. Mais cependant, dans une maison éloignée, on avait oublié un animal impur, un âne sauvage, qui trahit sa présence en se mettant à braire; l'ascension de la ville fut interrompue, et depuis lors elle plane au-dessus du Rann entre ciel et terre[2].

Ce Rann de Katch fut, en l'année 1819, bouleversé par un violent tremblement de terre; ce séisme détermina des transformations de la surface du sol qui ont été l'objet de nombreux commentaires. Je suivrai littéralement, dans la description que je vais faire de ce qui s'est passé, la relation qu'Alexandre Burnes a donnée des événements eux-mêmes, relation qui a servi de base à la description de Lyell[3].

Avant la bataille de Jarra, dit Burnes, bataille qui eut lieu en 1762 et dans laquelle les habitants du Katch se défendirent très courageusement contre une armée qui venait du Sind, sous le commandement de Ghulam Shah Kulora, le bras oriental de l'Indus, appelé ordinairement le Phurraun [Pourana], se jetait dans la mer, en longeant la côte ouest du Katch, et les pays qui bordaient ses rives jouissaient de tous les avantages que dispense ce fleuve aux contrées qu'il traverse. Ses inondations annuelles irriguaient le sol

1872, p. 15). Il est dans ce qui suit d'autant plus nécessaire de s'appuyer sur d'authentiques et récentes observations des faits eux-mêmes qu'une autorité souvent citée, le général Le Grand Jacob, déclare que, sur des points importants, il ne faut pas s'en fier aux affirmations des indigènes (Trans. Bombay Geogr. Society, XVI, 1866, p. 65).

1. Cunningham, *Ancient Geogr.*, I, p. 304.

2. Bartle Frere, *Notes on the Runn of Cutch and neighbour. Region* (Journ. Geogr. Soc., XL, 1870, p. 187).

3. Alex. Burnes, *A Memoir of the Eastern Branch of the Indus, and the Run of Cutch, containing an account of the Alterations produced on them by an Earthquake in* 1819, *also a Description of the Run* (*Travels into Bokhara*, 1834, III, p. 310). Voir aussi Baird Smith, *Memoir on Indian Earthquakes*, II (Journ. Asiatic Soc. Bengal., XII, 1843, p. 1027*-1033*); B. Smith suppose dans le voisinage un volcan, c'est une erreur.

et assuraient d'abondantes récoltes de riz; le pays riverain était alors connu sous le nom de « Sayra ».

Cette richesse, dont le fleuve avait doté ce territoire sans lui stérile, prit fin avec la bataille de Jarra, car le chef du Sind, irrité de l'échec de son expédition, revint dans son pays l'âme pleine du désir de la vengeance et décidé à porter le plus complet préjudice à ceux qu'il n'avait pu réussir à vaincre. Il construisit près du village de Mora une digue de terre ou, comme on l'appelle, un « Bound », juste en travers du bras de l'Indus qui fertilisait le pays de Katch. En détournant le fleuve, qui avait apporté tant de bienfaits à ses adversaires, et en l'amenant, par un autre lit, en des parties désertes de ses propres domaines, il détruisait une vaste étendue de terres irriguées et fécondes et transformait de productives rizières, appartenant au Katch, en un désert de sable.

La digue qu'on avait construite n'empêchait pas absolument toute l'eau de l'Indus de se diriger vers le Katch, mais elle en retenait cependant une si grande partie que c'en fut fait en cette région de toutes les cultures qui nécessitaient une irrigation. Au cours du temps disparurent même ces maigres restes de richesse; les Talpurs, qui avaient succédé aux Kaloras dans la souveraineté du Sind, construisirent une nouvelle digue, et, vers 1802, celle qui fut érigée à Ali Bunder ferma, même au temps des crues, à toutes les eaux de l'Indus, le canal qui les conduisait autrefois à la mer, en passant par le Katch. Cette bande de terrain, qui formait autrefois le fertile district de Sayra, est devenue maintenant entièrement stérile, et constitue une partie de ce Rann, qu'elle limitait autrefois. Le niveau du chenal qui passe près de la ville de Lakhpat baissa, et en amont de Sindri se remplit de boue et se dessécha. En aval de ce point il se transforma en un bras de mer.

Les choses étant ainsi, continue Burnes, il se produisit en juin 1819 un violent tremblement de terre, où périrent des centaines de personnes et qui ébranla toutes les constructions. Il se forma dans le Rann de nombreuses fissures, desquelles il jaillit pendant trois jours des masses énormes d'eau noire et boueuse, et des sources du pays de Banni, qui borde le Rann, il s'échappa de l'eau en si grande quantité, que toute la contrée à l'entour en fut recouverte jusqu'à une hauteur de 6, et même en certains endroits de 10 pieds[1].

Vers le coucher du soleil, la secousse fut ressentie à Sindri, le poste des douanes de Katch, situé sur la grande route qui conduit

1. Burnès, *Memoir*, p. 324; voir aussi Bartle Frere, *Notes*, p. 192.

au Sind, et sur les rives de ce qui avait été autrefois le bras oriental de l'Indus. Ce petit fort, construit en briques et qui occupait un carré de 150 pieds de côté, fut submergé par une grande vague venue de l'océan, et ce même endroit, dont le sol avait été jusqu'alors dur et desséché, se trouva en quelques heures changé en un lac, qui s'étendait à 17 milles à partir de Sindri dans toutes les directions... Mais on s'aperçut bientôt que ce n'était pas le seul changement qu'avait produit cette mémorable convulsion de la nature, car les habitants de Sindri découvrirent, à une distance d'environ 5 milles vers le nord, une digue de terre ou de sable en un endroit où jusque-là le sol avait été uni et bas. Elle s'étendait à une grande distance à l'est et à l'ouest et, coupant le canal de l'Indus, elle sépara ainsi pour toujours le Phurraun de la mer. Les indigènes appelèrent cette digue *Allah-Bound* ou « la digue de Dieu », voulant dire par là qu'elle n'avait pas été construite comme les autres digues par la main des hommes, mais par la nature...

Ces événements étonnants passèrent, sur le moment, presque inaperçus, parce que le grand malheur qui s'était abattu sur Katch, en l'année 1762, avait déjà réduit cette contrée en un tel état qu'il était tout à fait indifférent qu'elle demeurât un désert, ou qu'elle fût changée en mer. On fit à Katch un timide essai, bientôt abandonné, de construire un nouveau bâtiment des douanes sur l'Allah-Bound, mais les émirs du Sind protestèrent, et, comme Sindri n'était plus tenable, les employés des douanes retournèrent dans le Katch.

Les choses étaient demeurées en cet état jusqu'au mois de novembre 1826, lorsque arriva la nouvelle que l'Indus avait débordé dans le Sind supérieur, qu'une masse d'eau énorme s'était répandue dans le désert qui borne ce pays à l'est, avait renversé toutes les digues et s'était frayé un chemin jusqu'au Rann de Katch. En mars 1827, huit ans après la catastrophe, Burnes alla par eau en passant par Lakhpat de Bhoudj, la capitale du Katch, jusqu'au grand lac qui entourait les ruines de Sindri.

La partie la plus importante du récit de Burnes est la description de l'Allah-Bound. Elle paraissait avoir partout une hauteur uniforme et s'étendait vers l'est et vers l'ouest aussi loin que l'œil pouvait atteindre ; les indigènes disaient qu'elle avait une longueur de 50 milles. « *Mais il ne faut point s'imaginer,* dit expressément Burnes, *qu'elle ne constituait qu'une bande étroite,* analogue à une digue artificielle, car elle s'étendait du côté de l'intérieur jusqu'à Raomaka-Bazar, ce qui lui faisait bien *une largeur de* 16 *milles,* et elle avait l'apparence d'un grand soulèvement. La surface de cette

digue était saturée de sel, et elle était formée d'argile, de coquilles et de sable... »

Voilà ce que raconte Burnes. L'Allah-Bound a été depuis lors souvent visité; sa hauteur a été évaluée à 10, 15, 18 et même 20 pieds et demi, mais Wynne fait remarquer que ces mesures de la hauteur sont prises à partir du niveau de l'eau au pied de la digue, niveau qui est variable. Les observateurs s'accordent sur ce point décisif, que l'Allah-Bound *ne présentait que du côté du sud l'aspect d'un barrage*, tandis que du côté du nord sa pente était nulle, *à vrai dire on ne pouvait même pas dire qu'il y eût une face septentrionale.*

Aussi l'Allah-Bound ne peut-il être considéré comme un barrage, mais comme *un gradin, déterminé par un brusque ressaut du sol.*

Le pays situé en arrière de ce gradin et qu'on disait avoir subi un soulèvement n'a éprouvé en réalité *aucun* changement. Wynne fait très justement remarquer que si le pays avait subi un soulèvement appréciable, il eût été impossible aux eaux de l'Indus lors de l'inondation de 1826 de suivre de nouveau le lit du Phurraun, qui avait été séparé du fleuve principal par une digue en 1762, et de traverser l'Allah-Bound pour aller rejoindre la dépression de Sindri et l'embouchure qui se trouve en aval de Lakhpat[1].

Lors du tremblement de terre de 1819, le pays au sud de l'Allah-Bound et le fort de Sindri ont donc subi un affaissement considérable, en même temps que les eaux souterraines jaillissaient en grande abondance; l'Allah-Bound est un gradin abrupt de terrain alluvial, qui marque la limite de l'affaissement; en arrière de l'Allah-Bound il ne s'est produit aucun changement important, comme le prouve le fait que la pente des fleuves n'a subi aucune modification.

Cette conception simple que nous nous faisons de l'événement est entièrement d'accord avec la description qu'en a donnée Carless, dans un mémoire qu'il a joint au recueil des travaux de mensuration du delta de l'Indus. Il dit seulement que, lors du tremblement de terre de 1819, la plaine alluviale s'est en plusieurs endroits enfoncée de quelques pieds et qu'un petit fort, situé à la partie supérieure de cette plaine, près du fleuve, a été détruit. Il ajoute que tout ce territoire a été recouvert d'eau[2].

1. Wynne, *Memoir*, p. 43; voir aussi Blanford, Mem. Geol. Surv. Ind., XI, p. 31, et Journ. Asiatic Soc. Bengal, XLV, part 2, 1876, p. 90; Medlicott and Blanford, *A Manual of the Geology of India*, in-8°, 1879, I, p. 421, note. Il ne m'a pas paru nécessaire de parler ici d'un nouvel affaissement qui se serait produit en 1845, parce que l'auteur qui rapporte ce fait n'est point absolument sûr lui-même qu'il se soit produit (voir Quart. Journ. Geol. Soc., II, 1846, p. 103).

2. Carless, *Memoir to accompany the Survey of the Delta of the Indus, in* 1837 (Journ. Geogr. Soc., VIII, 1838, p. 328-366; en particulier p. 364).

Charles Lyell considérait l'Allah-Bound comme formée par un véritable soulèvement. Je n'oublierai jamais la salutaire influence qu'a exercée sur moi en mes jeunes années la fréquentation de cet homme rare, toujours bienveillant, toujours prêt à reconnaître et à rectifier ses propres erreurs, mais je suis forcé d'avouer que son interprétation des changements survenus dans le Rann de Katch, interprétation qui a passé dans un grand nombre de manuels, ne saurait être maintenue [1]. Il ne s'agit point ici d'un soulèvement du sol, ni, comme je l'ai moi-même supposé, égaré par d'autres descriptions, d'un plissement superficiel, mais seulement du tassement d'une partie nettement limitée de ce terrain vaseux et du jaillissement des eaux du fond [2].

La ressemblance est complète avec ce qui s'est passé à New-Madrid sur le Mississipi et dans la steppe des Bouriates près du lac Baïkal. —

Arrivons-en maintenant à une contrée qui a été ravagée à la fois par des tremblements de terre et des cyclones et sur laquelle de terribles ras de marée se sont abattus à plusieurs reprises en ces derniers temps : je veux parler de la plaine qui s'étend au nord du *golfe du Bengale*. Le Gange et le Brahmapoutra se jettent dans la mer par de multiples bras, et j'essaierai de décrire en ses traits principaux la configuration actuelle de ces embouchures, avant d'esquisser leur histoire et de parler des tremblements de terre et des cyclones. Je suivrai ici la magistrale description qu'a donnée de ce pays J. Fergusson [3] et j'utiliserai en même temps les compléments qu'ont apportés à cette description Medlicott et Blanford [4].

Assez loin en dehors de la zone littorale des Sanderbans passe la ligne de 5 brasses, qui va des Balasore Roads à l'ouest jusqu'à Chittagong à l'est. La côte s'abaisse très lentement, à l'exception d'une région remarquable, située à peu près au milieu de la ligne qui unit les deux points que nous venons d'indiquer et un peu au sud-ouest de l'embouchure de Haringota, et où apparaissent brusquement de grandes profondeurs ; c'est le « Swatch of No Ground », où la sonde ne trouve pas de fond par 200 et même 300 brasses, en particulier vers l'extrémité occidentale.

A l'intérieur des Sanderbans se trouve un réseau de cours

1. Ch. Lyell, *Principles of Geology*, 11th ed., p. 98-104.
3. *Entstehung der Alpen*, in-8°, 1875, p. 152.
4. J. Fergusson, *On recent Changes in the Delta of the Ganges* (Quart. Journ. Geol. Soc., XIX, 1863, p. 321-354).
5. Medlicott and Blanford, *A Manual of the Geology of India*, en particulier vol. I, p. 391 et suiv.

d'eau, qui augmentent par leurs dépôts l'étendue des terrains habitables et comblent peu à peu les vastes et nombreux « Jhils ».

Les Hindous possèdent une terminologie beaucoup plus perfectionnée que la nôtre pour désigner les différentes apparences que peut revêtir la surface du sol, et la question reste ouverte de savoir

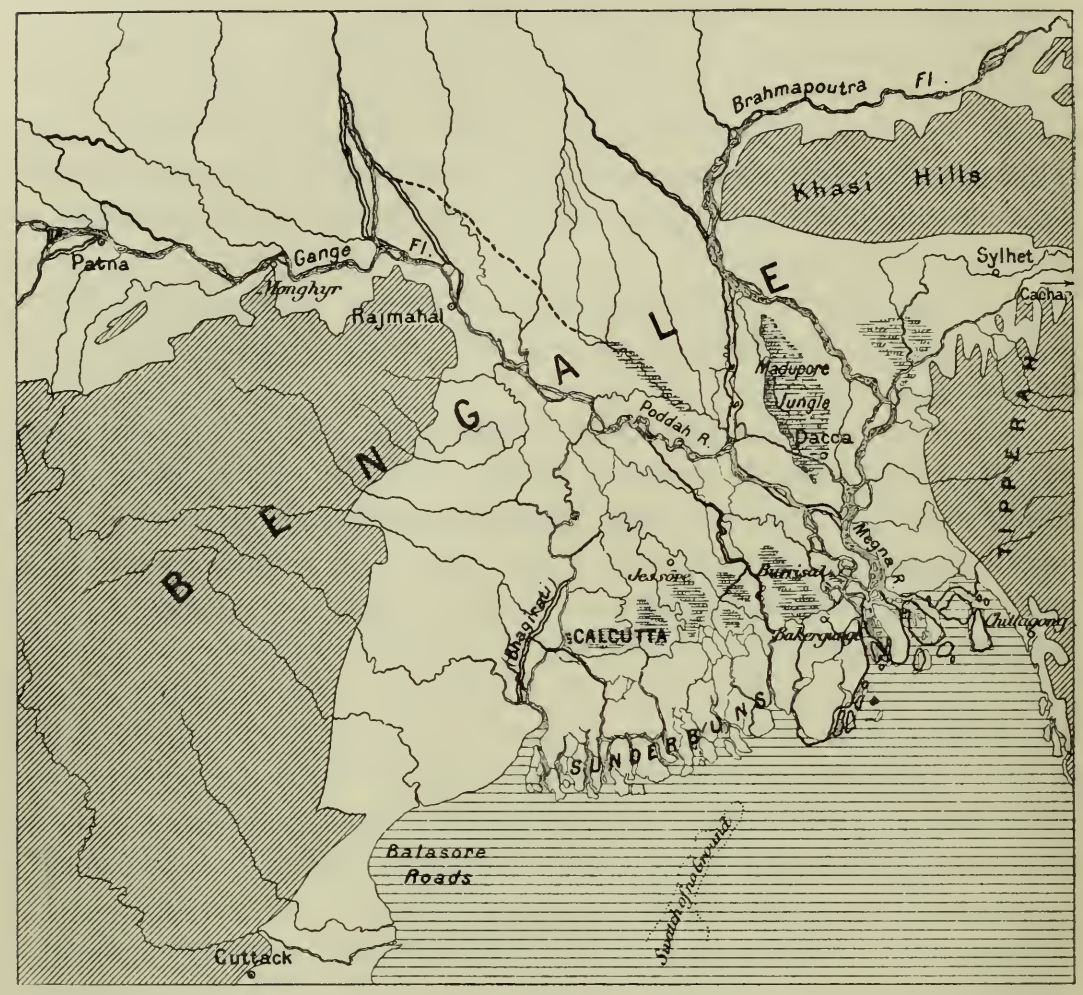


Fig. 5. — Delta du Gange (d'après J. Fergusson et la carte jointe à la 2e édition du *Manuel of the Geology of India*). Échelle de 1 : 7.000.000. environ.

Les traits fins indiquent le tracé des cours d'eau à l'époque des levers de Rennell; les traits forts, les tracés plus anciens ou les tracés postérieurs. Les terrains anciens sont représentés par des hachures obliques, les alluvions ont été laissées en blanc.

si un grand nombre de leurs termes ne pourraient point entrer avec avantage dans l'usage commun. *Bhábar* signifie pour les Hindous le talus d'alluvions à forte pente, la région des cônes de débris qui se trouvent au pied des montagnes et où les fleuves descendant de l'Himalaya perdent une partie de leur eau ou même se dessèchent complètement; le *Taraï* est la zone riche en végétation où les eaux souterraines du Bhábar réapparaissent à la surface; par *Bhángar* on entend les hautes plaines d'alluvions anciennes,

par opposition aux *Khádar*, c'est-à-dire aux plaines basses, formées par les alluvions récentes des grands fleuves, et que limitent d'ordinaire des escarpements d'une faible hauteur.

Le Gange et le Brahmapoutra apportent dans la vaste région du delta des masses d'eau à peu près égales; mais le Brahmapoutra, en raison sans doute de sa pente plus forte, charrie une quantité d'alluvions beaucoup plus considérable. Néanmoins le colmatage du delta du Gange est beaucoup plus avancé et la plus grande partie de ce delta se trouve à l'état de Bhangar habitable, tandis que dans la plaine du Brahmapoutra prédominent les Khadar inondés. L'échancrure qu'on remarque dans la partie orientale du delta est en corrélation avec ce phénomène.

Près de Rajmahal, le Gange double les derniers contreforts des montagnes, qui sont formés de roches volcaniques anciennes, et ce point, où le fleuve se trouve à 20 mètres environ au-dessus du niveau de la mer, peut être considéré comme le sommet du delta. Fergusson a réussi à montrer que, depuis le temps où la mer venait jusqu'à Rajmahal et où a commencé la formation du delta, il s'est produit de très importants changements dans l'activité sédimentaire à Rajmahal même et que, avec la diminution de la pente, cette activité avait dû se ralentir considérablement. Entre Rajmahal et la mer, cette formation d'un nouveau sol se poursuit, en même temps que les lits du fleuve sont soumis à une perpétuelle divagation, et se divisent sans cesse en de multiples branches. Le Gange a lui-même depuis les temps historiques abandonné son ancien lit, la Bhagirati, sur plus de la moitié de ce parcours; aussi est-ce la Bhagirati que les indigènes tiennent pour sacrée et non la branche Poddah, où coule maintenant le Gange.

Les changements qu'a subis le cours du Brahmapoutra sont encore plus importants.

Au nord de Dacca s'étend sur une longueur d'environ 112 kilomètres et une largeur maxima de 56, un grand Bhangar, la *jungle de Madupore*, que limitent vers l'ouest des pentes raides de 40 à 50 pieds et vers l'est des pentes douces.

A l'est de la jungle de Madupore et de Dacca coule le groupe des Sylhet-streams, qui viennent de Cachar; ce sont des rivières claires, pauvres en sédiments, où, durant les trois mois de la saison des pluies, roulent, sous l'influence de la mousson, de prodigieuses masses d'eau. Ils sont bordés, au voisinage de la jungle de Madupore, par de vastes nappes d'eau tranquille, les Sylhet-Jhils, et ils forment en se réunissant la Megna.

Lorsque, en 1785, Rennell entreprit le premier lever de cette région, le puissant et boueux Brahmapoutra coulait à l'est de la jungle de Madupore, travaillait à la sédimentation des Sylhet-Jhils, recevait les Sylhet-streams, et enfin se jetait dans la mer par la Megna. Aujourd'hui, le fleuve coule à l'ouest du haut pays de Madupore, et l'ancien bras n'est plus, du moins pendant la plus grande partie de l'année, qu'une série de marais et d'étangs.

Le Brahmapoutra s'est ainsi rapproché du Gange, et il s'est établi entre les deux fleuves une lutte où, en raison de la plus grande quantité de sédiments qu'apporte le Brahmapoutra, le Gange est constamment repoussé vers l'ouest.

Fergusson attribue la déviation du Brahmapoutra à un soulèvement local de la région située au nord de Dacca et de la jungle de Madupore, et met la clarification des eaux du Brahmapoutra dans les Sylhet-Jhils en corrélation avec la formation plus lente du delta à l'est. Mais Medlicott et Blanford ont montré qu'un affaissement des Sylhet-Jhils aurait eu les mêmes conséquences. D'une manière générale, ils sont portés à croire que la vallée du Brahmapoutra, dans l'Assam, et la région des Sylhet-Jhils ont subi un affaissement à une époque relativement récente, que seule la jungle de Madupore a échappé à cet affaissement, et qu'elle se trouve encore à la hauteur où étaient primitivement toutes les alluvions du Brahmapoutra. Ils comparent ce cas à celui du Rann de Katch [1].

Il s'est certainement produit pendant les temps historiques des modifications considérables dans cette vaste plaine, et elles sont dues en partie au changement du cours des fleuves, en partie à la sédimentation, et peut-être aussi à des affaissements.

Les recherches historiques de Beveridge, qui s'étendent aux trois derniers siècles et qui s'appuient principalement sur les récits des jésuites de la fin du XVIe siècle, n'établissent pas, il est vrai, comme on l'avait supposé, que les Sanderbans aient été habités à cette époque. Mais il y avait alors dans la plaine orientale deux résidences royales, l'une à Bakla, qui semble ne plus exister aujourd'hui, l'autre à Ciandecan (Chánd Khán). De vastes étendues du territoire de Bakergunge et de Jessore peuvent, il est vrai, avoir été cultivées, puis s'être transformées en jungles, et avoir enfin été rendues à la culture [2].

1. *Manual of the Geol. of India*, I, p. 409. Il est vrai que les auteurs n'excluent pas un léger soulèvement au nord de Dacca.

2. H. Beveridge, *Were the Sundarbans inhabited in ancient times?* (Journ. Roy. Asiatic Soc. Bengal, XLV, part 1, 1876, p. 71-76.)

Dans ces derniers siècles des changements plus considérables que ceux qui ont eu lieu à l'est se sont produits à l'ouest, au témoignage des écrivains arabes, et, si nous remontons jusqu'au temps du grand voyageur chinois Hiouen-Tsang, dont nous avons déjà utilisé la description du delta de l'Indus, nous verrons qu'au VIIe siècle de notre ère, une bonne partie du delta actuel n'existait pas. Fergusson, en se basant sur les données fournies par ce consciencieux observateur, pense qu'il est possible que l'eau des Sylhet-Jhils fût salée à cette époque et qu'ils communiquassent directement avec la mer. En tout cas, il est prouvé que les ports d'alors, Sonargaon et Satgaon, se trouvaient au fond de deux baies ou estuaires, où se jetaient le Brahmapoutra et le Gange, et il est presque certain que tout le delta actuel au sud de ces deux villes était à cette époque une grande lagune d'eau salée. On peut supposer que les Sanderbans constituaient alors une sorte de *lido* en dehors de cette lagune et que le Gange ne déviait pas vers l'est pour se réunir au Brahmapoutra, mais qu'il se jetait dans la lagune par une embouchure spéciale[1].

Nous sommes ramenés bien plus loin en arrière par un écrit de Cameron, où il cherche à prouver que le haut pays de Tipperah, qui borne le delta à l'est, correspond à la Taprobane antique. Nous n'avons point à porter ici de jugement sur cette conjecture[2]. —

Tout le bassin inférieur du Gange et du Brahmapoutra est fréquemment bouleversé par des tremblements de terre, et le 2 avril 1762, une grande partie de la plaine, depuis Chittagong à l'est jusque fort loin vers l'ouest et dans l'intérieur, en particulier aux environs de Dacca, fut ébranlée par de très violentes secousses. Les eaux sortirent de leurs lits et se répandirent sur les contrées environnantes comme une mer en furie : partout s'ouvrirent des fissures, l'eau jaillit hors du sol en grande quantité à plusieurs pieds de hauteur, et tout le pays avoisinant s'affaissa; des îles, voisines du rivage, furent englouties et quelques rivières subirent des déplacements tels, que les navires qui y étaient engagés durent s'arrêter dans leur voyage[3].

1. J. Fergusson, *On Hiouen-Thsang's Journey from Patna to Ballabhi* (Journ. Roy. Asiatic Soc., new ser., VI, 1873, p. 256); pour l'état actuel de Sonargaou, voir J. Wise, *Notes on Sunárgáon* (Journ. Roy. Asiatic Soc. Bengal., XLIII, part 1, 1874, p. 82-96, carte).

2. Al. Mack. Cameron, *The identity of Ophir and Taprobane and their Site indicated* (Trans. Soc. Bibl. Archæol., II, 1873, p. 267-288).

3. *An account of an Earthquake at Chattigoan, translated from the Persian by* Mr. Edw. Gulston (accompagné de plusieurs autres récits, Phil. Transact. for 1763, vol. LIII, p. 251-259).

Le 3 avril 1810, le 18 septembre 1829 et le 11 novembre 1842, des tremblements de terre se firent sentir à Calcutta. Quelques mois avant le dernier d'entre eux, un cyclone s'était abattu sur Calcutta.

Le 10 janvier 1869, une violente secousse se fit sentir dans la province de Cachar, à l'est du Brahmapoutra, et elle détermina des changements considérables dans la configuration des alluvions. Sur un grand nombre de milles carrés s'étendait, d'après Oldham, une

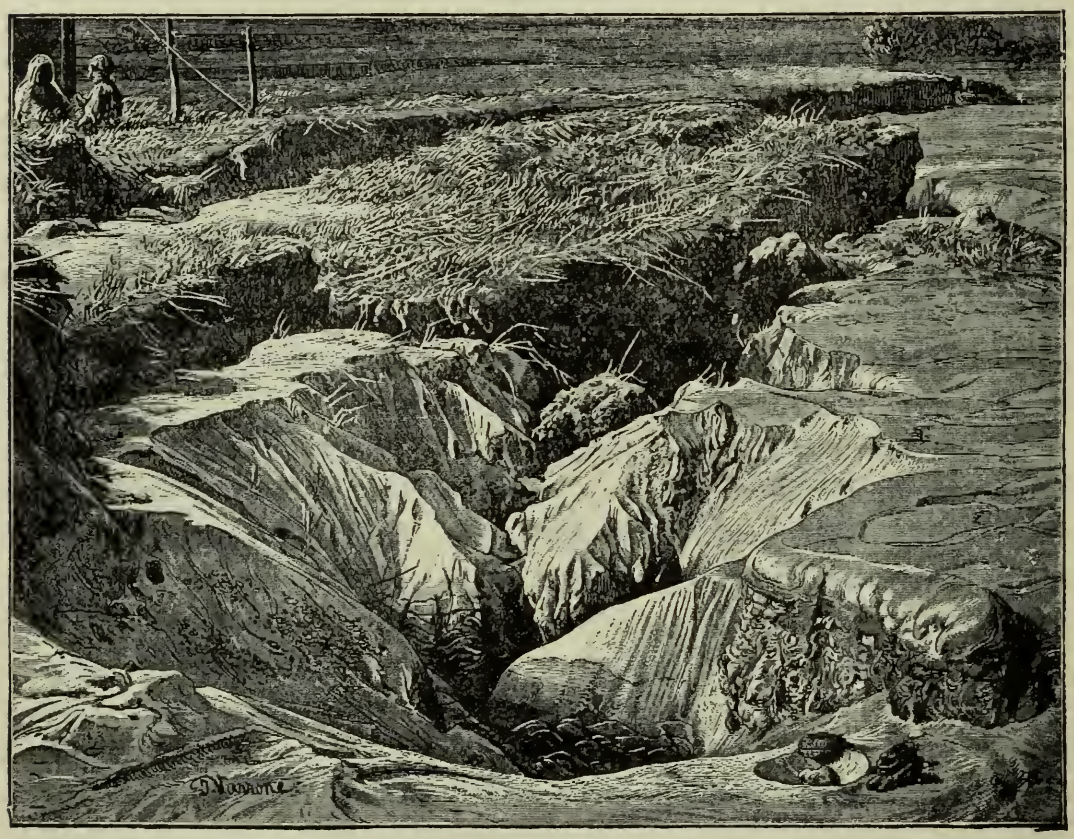


Fig. 6. — Fissures et trous en forme d'entonnoirs qui se sont produits lors du tremblement de terre de Cachar, le 10 janvier 1869 (d'après Oldham).

couche d'argile dure de 30 à 40 pieds d'épaisseur, reposant sur une couche de vase bleuâtre imbibée d'eau. Le long des fleuves s'ouvrirent des fissures de plusieurs milles de long, en même temps que la couche supérieure des alluvions glissait sur son soubassement à moitié liquide. La vase arrivait à la surface par les fissures béantes; tout d'abord de la poussière fut lancée au dehors comme par un coup de canon; elle avait l'apparence d'un nuage de fumée; de la boue visqueuse lui succéda, en formant aux ouvertures creusées dans le sol une sorte de bourrelet, et s'étendit en nappe tout autour.

Lorsque le tremblement de terre fut terminé, on s'aperçut que tout le terrain alluvial était sillonné de grandes fissures, qui, en nombre d'endroits, constituaient, en raison de l'affaissement d'un des côtés du sol environnant, de véritables failles ; aussi toute la plaine semblait-elle couverte de petits escarpements entre lesquels apparaissaient des ouvertures rondes ou elliptiques, en forme de cratère, souvent entourées d'un mur de boue ou de sable. Dans un grand nombre des plus grandes ouvertures s'étaient engouffrés de nouveau le sable et la boue qui en avaient jailli ; ils avaient entraîné dans leur chute les rebords de l'ouverture, de sorte qu'elle présentait maintenant l'apparence d'un entonnoir aux contours irréguliers[1].

Les listes successives qu'a publiées environ depuis 1874 le Col. Keatinge, nous montrent que l'Assam tout entier, et en particulier la plaine au nord et au sud des monts Khasi, la vallée du Brahmapoutra et la région de Sylhet ont été pendant des années le siège de phénomènes séismiques, et qu'elles ne sont peut-être point encore aujourd'hui dans une période de repos[2]. —

Plus terribles encore que les tremblements de terre, s'abattent de temps en temps sur la plaine qui entoure les embouchures de ces fleuves des cyclones qui viennent de la mer. La plupart d'entre eux se forment dans les parages des îles Andaman, et de là, dévastant tout sur leur passage, se dirigent vers le nord, le nord-ouest et l'ouest. Tantôt soulevant d'effroyables masses d'eau, et accompagnés de pluies prodigieuses, ils pénètrent dans les embouchures de la Megna ou du Gange, tantôt ils s'abattent sur la côte orientale du continent jusqu'à Pondichéry, ou ils se précipitent sur l'île de Ceylan.

Dans la nuit du 11 au 12 octobre 1737, l'un de ces cyclones aborda la vallée du Gange et remonta sur un grand nombre de milles le cours du fleuve. Il y eut en même temps un tremblement de terre, et à Calcutta 200 maisons furent renversées. Des bateaux de 60 tonnes furent jetés par-dessus les arbres dans l'intérieur du pays. Les eaux montèrent dans le Gange à 40 pieds au-dessus du

1. Godwin Austen, *Notes from Assaloo, North Cachar, on the great Earthquake of Jan. 10th, 1869* (Proc. Roy. Asiatic Soc. Bengal, 1869, p. 91-103) ; Oldham, *Note* (ibid., p. 113-115), et *Notice of some of the secondary effects of the Earthquake of 10th Jan. in Cachar; with remarks by* Rob. Mallet (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVIII, 1871, p. 255-270) ; voir surtout Oldham, *The Cachar Earthquake*, etc. (Mem. Geol. Surv. Ind., XIX, 1882, p. 1-98, carte et pl.).

2. Col. Keatinge, *Record of the occurrence of Earthquakes in Assam* (Journ. Roy. Asiatic Soc. Bengal, 1877-1881, *passim*).

niveau habituel; on évalua le chiffre des morts à 300 000[1]. Ce chiffre est exagéré, mais la catastrophe fut sans aucun doute terrible.

H. Blanford a publié une liste des cyclones du golfe du Bengale depuis l'année 1737 jusqu'au grand cyclone de 1876, et il a montré que, pendant cette période de 139 ans, 112 cyclones grands et petits ont bouleversé cette mer et ravagé la côte[2].

Sans reproduire ici les détails complets que les auteurs anglais ont donnés sur quelques-uns de ces cyclones dans des monographies très remarquables, je prends au hasard quelques exemples dans cette liste.

Les 19 et 20 mai 1787, une tempête et un ras de marée s'abattirent sur Coringa, dans le delta du Godavari, et s'étendirent jusqu'à 32 kilomètres dans l'intérieur du pays; il périt environ 20 000 personnes et 500 000 têtes de bétail dans cette catastrophe.

Le 19 octobre 1800, un terrible cyclone et un tremblement de terre vinrent ravager Ongole et Masulipatam, des deux côtés de l'embouchure de la Kistna.

En juin 1822, un ras de marée balaya la partie orientale des Sanderbans et ravagea Burrisal et Bakergunge; la tempête ne parcourut que 85 kilomètres en 24 heures; 50 000 hommes périrent.

Le 31 octobre 1831, un autre ras de marée vint frapper l'extrémité occidentale de la plaine du Gange, c'est-à-dire cette partie qui s'étend au sud de Calcutta vers Cuttack. 300 villages furent renversés et au moins 11 000 hommes noyés; il s'ensuivit une famine, de telle sorte qu'il périt au total, dans cet événement, 50 000 personnes.

Le 21 mai 1832, une inondation due aux mêmes causes noya dans le delta du Gange de 8 000 à 10 000 hommes.

Du 12 au 17 novembre 1837, une tempête et un ras de marée se dirigèrent des îles Andaman vers Coringa; la lame était haute de 8 pieds; 700 hommes perdirent la vie sur les navires; 6 000 auraient été noyés à terre.

Pour la description du cyclone d'octobre 1842, qui est moins remarquable par les désastres qu'il a causés que par l'immense étendue de pays qu'il a recouverte, nous suivrons le récit de Piddington[3].

1. R. Baird Smith, *Memoir on Indian Earthquakes*, II (Journ. Roy. Asiatic Soc. Bengal, XII, 1843, p. 1040 *).

2. H. F. Blanford, *Catalogue of Cyclones in the Bay of Bengal* (Journ. Roy. Asiatic Soc. Bengal, XLVI, part 2, 1877, p. 328-338).

3. H. Piddington, *Eighth memoir on the Law of Storms in India* (Journ. Roy. Asiatic Soc. Bengal, XII, 1843, p. 339-399, 2 cartes).

Le cyclone, comme cela est souvent le cas, partit des îles Andaman; il prit une direction franchement ouest, traversa les 22, 23, 24 octobre la partie sud du golfe de Bengale, et son centre atteignit le 24, vers cinq heures de l'après-midi, la côte orientale un peu au nord de Pondichéry. La direction du cyclone changea alors, inclinant un peu vers le sud-ouest, très certainement déviée par les hauteurs, et le 25 à midi le centre de la tempête franchit les Ghâtes

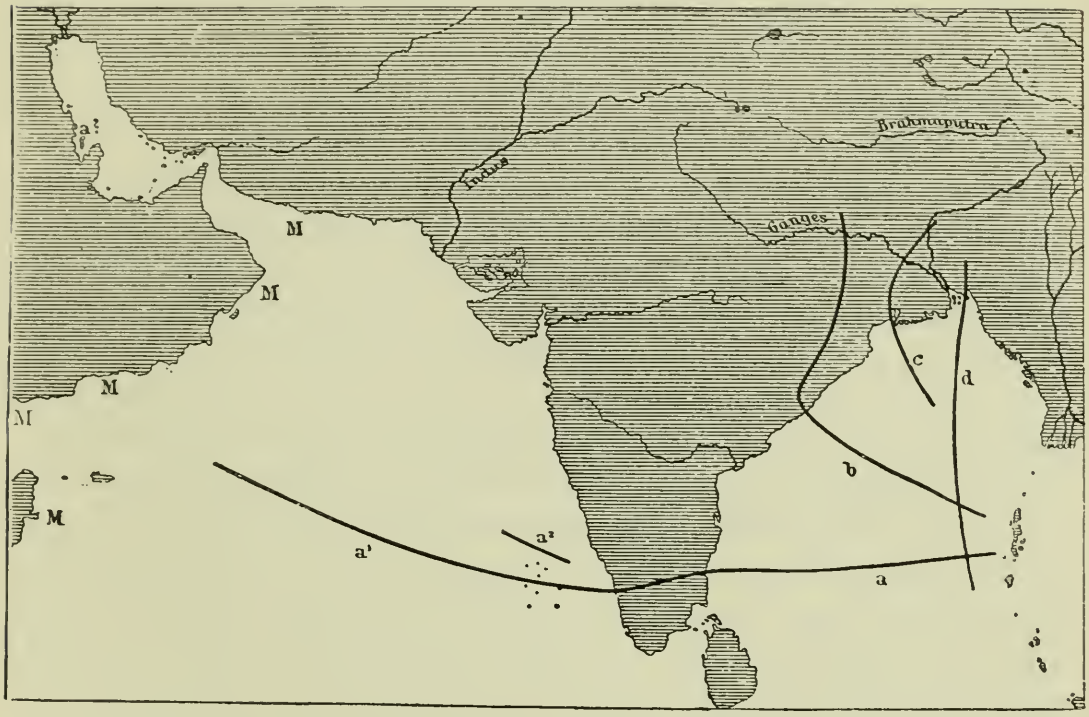


Fig. 7. — Trajectoires de quelques cyclones de l'Inde.

a, *a*¹, *a*², Cyclones de Madras, octobre 1842. M, M, lieux où des navires ont échoué; *a*, prolongement supposé dans le golfe Persique (d'après Piddington); *b*, cyclone de Vizagapatam, octobre 1876 (d'après Elliott); *c*, cyclone de Midnapore et Burdwan, 15-16 octobre 1874 (d'après Willson); *d*, cyclone de Bakergunge, 29 octobre-1er novembre 1876 (d'après Elliott).

occidentales à la passe de Palgantcherry, entre Salem et Paniany. A partir de ce point, il semble que le cyclone se soit partagé, et que deux cyclones distincts aient soulevé la mer d'Oman. Le cyclone méridional prit une direction W.N.W., surprit le 27 octobre à midi, déjà bien au delà des Laquedives, par 11° 5′ de lat. N. et 69° 0′ 9″ de long. E. (Gr.), le navire *Futty Salam*, et après avoir parcouru presque la sixième partie de la circonférence terrestre, à moins de 6° de l'île de Socotora, il s'abattit le 31 octobre avec une violence terrible sur le *Seaton*, qu'il démâta et réduisit à l'état d'épave. A partir de ce moment, la tempête prit une direc-

tion qui inclinait davantage vers le nord-ouest. Cela ressort du fait que les navires qui se trouvaient entre Socotora et ce point n'ont été atteints que par le bord du cyclone.

Le cyclone septentrional prit, à ce qu'il semble, dès la côte occidentale de l'Inde, une direction plus marquée vers le nord-ouest. Tout le long de la côte, depuis l'entrée du golfe Persique jusqu'au golfe d'Aden, et sur les côtes d'Afrique, jusqu'au delà du cap Guardafui, vinrent s'échouer un grand nombre de navires; le Dr Malcolmson, qui habitait Aden, a même supposé que le cyclone avait traversé le golfe Persique au voisinage des îles Bahreïn. On n'a malheureusement pu recueillir aucune observation directe sur cette partie, la plus septentrionale, du trajet de la tempête[1].

Le 2 octobre 1864, il se forma aux îles Andaman un cyclone qui marcha, jusqu'au 5, dans la direction du nord-ouest. La vague soulevée dans l'Houghly noya près de 40 000 personnes et 100 000 têtes de bétail. Deux grands paquebots furent mis à sec dans les champs, et tous les arbres furent dépouillés de leurs feuilles.

La sinistre liste de Blanford se termine par le grand *cyclone de Bakergunge*, qui eut lieu en 1876. Elliott a décrit cet événement dans un rapport spécial, auquel nous empruntons ce qui suit[2].

Le 23 octobre 1876, commença à se former au sud-est du golfe du Bengale une aire de basses pressions. La pression continua à s'abaisser les jours suivants, et les 26 et 27 apparurent dans cette région des vents violents, en forme de tourbillons. Les deux jours suivants, cette aire de basses pressions se déplaça vers le nord, et le 29 au soir il s'était déjà formé un violent cyclone. Son centre se trouvait le 30 octobre à midi par 14° de lat. N. et 89° de long. E. (Gr.); il subit alors une déviation vers le N.N.E., et la rapidité et la violence de la tempête augmentèrent. Le 1er novembre, vers 3 heures du matin, ce cyclone atteignit l'embouchure de la Megna, avec une vitesse d'environ 32 kilomètres à l'heure; la région des calmes, qui se trouvait au centre de la tempête, semblait affecter la forme d'une ellipse dont le grand axe eût été perpendiculaire à la direction du cyclone et qui avait de 24 à 29 kilomètres de large. A 300 kilomètres environ de ce centre, la violence de la tempête était encore assez grande pour démâter des navires. Dans la même nuit, peu de temps avant la tempête, au moment de la pleine lune, une

1. H. Piddington, Mém. cité, p. 379.

2. J. Elliott, *Report of the Vizagapatam and Backergunge Cyclones of October*, 1876, in-4°, Calcutta, 1877; voir aussi Hann, Oesterr. Zeitschr. f. Meteorol., XII, 1877, p. 81-87.

marée prodigieusement haute s'était avancée dans la Megna et avait refoulé devant elle les eaux du fleuve. La mer n'était pas encore au plus bas, lorsque les flots soulevés par le cyclone, triomphant du mouvement de reflux, rejetèrent vers l'intérieur du pays, unies en une vague gigantesque, les eaux qui s'éloignaient du rivage. Le pays fut inondé vers l'ouest et le nord-ouest d'eau douce, refoulée par la mer, vers l'est d'eau salée. En peu de temps, 3 000 milles carrés (environ 141 milles géographiques carrés), tant dans la plaine que dans les grandes îles qui bordent la côte, furent recouverts de 15 pieds d'eau et en certains endroits de 45 pieds. Le centre de la tempête tourna alors vers le N.N.W. et atteignit les hauteurs de Tipperah, où le cyclone s'arrêta et disparut.

Le gouverneur, Sir R. Temple, évalue dans son rapport officiel le nombre des gens noyés à 215 000, sur une population totale de 1 062 000 âmes. Blanford, qui a écrit depuis, estime qu'il y a eu environ 100 000 hommes noyés. Les groupes de maisons sont en général entourés d'arbres, sans cela les pertes eussent été encore plus grandes.

Effroyables sont les descriptions qu'ont faites les fonctionnaires de l'état du pays après la catastrophe; les maisons étaient détruites, les arbres dépouillés de leurs feuilles et de leurs branches, le pays tout couvert de flaques d'eau; les cadavres des hommes et des bestiaux étaient entassés çà et là par monceaux — on eût dit qu'un véritable déluge venait de passer par là. L'aire de ce gigantesque ras de marée est exactement la même que celle du tremblement de terre de 1762.

Nous venons de dire que l'aire de dépression n'a point dépassé les hauteurs de Tipperah. Elliott soutient expressément que ce n'est point le frottement des masses d'air contre le sol, mais la résistance directe, opposée par une chaîne de hauteurs, qui détermine la dissolution ou la déviation des cyclones. Et en effet, au commencement de ce même mois d'octobre, un petit cyclone qui était parti des îles Andaman, se dirigeant vers le nord-ouest, avait atteint Vizagapatam, avait été dévié par les Ghâtes orientales, s'était détourné vers le nord et avait continué sa route en suivant le versant oriental des montagnes; franchissant alors le Gange entre Patna et Monghyr, et considérablement affaibli, d'ailleurs, il avait atteint les premiers contreforts de l'Himalaya, après avoir ainsi parcouru sur le continent une étendue d'environ 8 degrés en latitude.

En 1737, à Calcutta, et en 1800, aux bouches de la Kistna, des cyclones se sont combinés avec des tremblements de terre. Bien

que les deux phénomènes soient absolument indépendants l'un de l'autre et que la plupart des cyclones ne s'accompagnent d'aucun phénomène séismique, et la plupart des tremblements de terre d'aucun cyclone, les secousses séismiques coïncident si fréquemment avec un abaissement de la pression barométrique que l'attention des savants a dû nécessairement se porter sur ce point. Pour ne citer que quelques-uns des observateurs qui ont poussé leurs recherches dans cette direction, nous mentionnerons ici les travaux de Jul. Schmidt, qui a noté les variations de pression barométrique qui ont accompagné les centaines de tremblements de terre dont la Grèce a été troublée en ces dernières années[1], de M. de Rossi, sur un certain nombre de tremblements de terre d'Italie[2], et de G. Darwin, qui récemment a cherché à déterminer par le calcul l'action mécanique de la baisse barométrique sur la surface du sol[3].

On ne saurait dire que les observations directes, dans ce domaine, aient déjà conduit à des résultats bien nets, mais on peut déjà constater que les diminutions de pression que l'on a observées, en Grèce et en Italie par exemple, en corrélation avec les phénomènes séismiques, sont beaucoup moindres que celles que l'on observe lors des cyclones. Dans l'état actuel de nos connaissances, nous pouvons dire que si, dans un pays qui se trouve dans une phase d'agitation séismique, ou dans lequel se trouvent réalisées les conditions d'un tremblement de terre, il se produit cette chute de la pression atmosphérique qui est la condition essentielle de l'apparition d'un cyclone, cette baisse barométrique ne suffira point à elle seule pour déterminer la production du tremblement de terre, mai qu'elle pourra en hâter l'apparition ou en augmenter l'intensité.

C. — NATURE ET ÉTENDUE DU DÉLUGE

Nous revenons maintenant à l'épopée d'Izdubar.

Les phénomènes naturels qui ont constitué le grand cataclysme diluvien sont semblables à ceux que l'on peut observer de nos jours encore sur les côtes plates et dans les bassins inférieurs des grands

1. Jul. Schmidt, *Studien über Erdbeben*, 2e éd., in-8°, 1879, p. 23-34.

2. M. de Rossi, *Meteorologia endogena*, in-8°, II, 1882, p. 383-393; voir aussi Grablowitz, *Sulle relazioni fra le altezze barometriche ed i moti microsismici* (Boll. Volc. ital., VIII, 1881, p. 33); Fagioli et Rossi, ibid., p. 105, 106.

3. G. H. Darwin, *On the mechanical effects of Barometrical Pressure on the Earth's Surface* (Phil. Magaz., 5th ser., XIV, 1882, p. 409-416).

fleuves, et spécialement à leurs embouchures. L'inondation réclame le débordement de la mer pour sa cause principale, la pluie et les eaux souterraines n'ont pu jouer qu'un rôle accessoire.

Ces analogies constituent une preuve nouvelle qui vient s'ajouter à celle que nous avions tirée de l'emploi local de l'asphalte : pour nous, la conception est exacte de ces maîtres dans la connaissance de l'antiquité, qui se refusent à voir dans le récit du Déluge, contenu au onzième chant de l'épopée d'Izdubar, une légende d'origine étrangère et localisée après coup dans le bassin du Bas-Euphrate, mais le considèrent au contraire comme la tradition persistante d'un événement qui s'est réellement produit au lieu même que lui assignent les textes, à une époque où le colmatage de la plaine du bas fleuve n'était pas encore très avancé.

Il s'ensuit, de plus, qu'il vaut mieux lire dans la Genèse VI, 17 et VII, 6, *mijam* que *majim*.

Les bouches de l'Euphrate présentent toutes les conditions requises pour l'apparition d'un événement de cette espèce, et si nous le transportions à l'embouchure d'un autre fleuve, nous l'éloignerions inutilement du domaine que lui assignent les traditions actuelles. On aurait pu songer peut-être à le localiser aux embouchures communes du Gange et du Brahmapoutra, dans cette contrée que viennent ravager si fréquemment les tremblements de terre et les cyclones, mais, sans parler des grosses objections que pourrait soulever à d'autres points de vue cette localisation, nous trouvons contre elle un argument dans la fréquence même de grandes inondations, de déluges véritables, dans cette région. Le pays dans lequel sont nées les traditions du Déluge qui nous ont été conservées doit être un pays dans lequel un tel événement est d'une extrême rareté, où il est, si j'ose dire, quelque chose d'inouï; c'est là, en effet, ce qui seul peut expliquer qu'il laisse dans le souvenir des traces ineffaçables. La mer a dû se précipiter en les ravageant sur des campagnes richement cultivées, qui n'avaient jamais été le théâtre de pareils événements et où de telles catastrophes ne se sont pas reproduites depuis que la divinité a promis qu'elles ne se reproduiraient point; or, c'est là une promesse qui ne se pouvait guère retrouver dans une tradition qui aurait eu pour berceau le delta du Gange, si fréquemment inondé.

Les éléments séismiques du cataclysme trouvent leur irrécusable expression dans les avertissements, le débordement des canaux, le jaillissement des eaux souterraines et les tressaillements de la terre.

La Mésopotamie a été depuis lors fréquemment bouleversée

par des tremblements de terre; la phase séismique la plus importante commence avec l'année 763 avant J.-C., année où tombe l'éclipse de soleil fixée au 14 juin 763, d'abord par Hind et Airy, et plus récemment par Lehmann et Oppolzer. Cette date est une donnée fort importante pour la chronologie de l'antiquité assyrienne[1].

Grâce à cette date, qui peut nous servir de point de repère, nous sommes en état de déterminer la date de troubles séismiques, relatés dans les annales assyriennes; c'est ainsi que nous trouvons pour l'année 763 avant J.-C. la mention : agitation à Libzou; au mois de Siwan, le soleil subit une éclipse; 762, agitation à Libzou; 761, agitation à Arbacha; 759, agitation à Gozan; 758, repos dans tout le pays. Plus tard, en 746, nous trouvons de nouveau une agitation mentionnée, cette fois à Kalah, le Kelach biblique (Genèse, X, 11), qui se trouvait au sud de Ninive, dans l'angle compris entre le Grand Zab et le Tigre, là où est actuellement le village de Nimroud[2].

Bosanquet a montré, à la suite de Rawlinson, qu'il ne fallait point entendre par ces agitations des soulèvements de la population, mais des tremblements de terre, et, en se plaçant à ce point de vue, il établit que cette éclipse de soleil du 14 juin 763 est la même que celle qui a été prédite par le prophète Amos[3].

Les tremblements de terre de cette période se sont étendus de la Syrie jusque vers la Palestine, et les années qui suivirent 763 ne furent pas seulement marquées par des tremblements de terre, mais aussi par des éclipses de soleil. On peut aisément se figurer l'influence que ces terrifiants phénomènes ont dû exercer sur le style imagé des prophètes, qui les ont mentionnés et même décrits en plusieurs passages, et qui en font des signes de la colère de Dieu. Dans les siècles suivants, le souvenir de ces événements ne s'était point encore perdu dans le peuple.

Le prophète Amos date expressément sa vision (I, 1) *de deux ans avant le tremblement de terre*, et il ne décrit point seulement ce tremblement de terre, mais aussi le débordement de la mer (V, 8;

1. P. Lehmann, dans Eb. Schrader, *Keilinschriften und Geschichtsforschung*, in-8°, 1878, p. 338 et suiv.; Oppolzer, Monatsber. k. Akad. Wiss. Berlin, 1880, p. 184.

2. Eb. Schrader, *Keilinschriften und Altes Testament*, 2e éd., p. 485. Il faut aussi se souvenir ici du passage de Justin, XVIII, 3 : « Tyriorum gens condita a Phenicibus fuit, qui, terræ motu vexati, relicto patriæ solo, Assyrium stagnum primum, mox mari proximum litus incoluerunt, condita ibi urbe, quam a piscium ubertate Sidona appellaverunt. »

3. Bosanquet, *On the date of the fall of Niniveh* (Trans. Soc. Bibl. Archæol., II, 1873, p. 155). Pendant l'impression de ce livre, j'ai appris du Dr Haupt que, d'après les recherches les plus récentes, le mot *sihû* s'applique aux « soulèvements » politiques et non aux tremblements de terre. Cela oblige à modifier la théorie de Bosanquet.

IX, 6) : ... *qui vocat aquas maris, et effundit eas super faciem terræ.* — Le prophète Sophonie, qui écrivait sous le règne de Josias (616-586), décrit dans le tableau effroyable et jusqu'ici insurpassé qu'il a retracé du jour de la colère de Dieu, la chute de Sodome et de Gomorrhe et toutes les horreurs d'un cataclysme séismique, et Zacharie dit (XIV, 5) : ... *et fugietis sicut fugistis a facie terræmotus in diebus Oziæ regis Juda...* C'est précisément le tremblement de terre dont parle Amos.

Mais c'est justement la grande extension de ces tremblements de terre qui permet de douter si c'est bien dans la plaine de Mésopotamie qu'il convient d'en rechercher le point de départ. Le nom d'Arbacha, qui correspond au grec Arrhapachitis, à l'arménien Albak, nous amènerait dans les montagnes du Grand Zab, et ainsi dans la région du lac de Van et du lac d'Ourmiah, qui est encore aujourd'hui si fréquemment ébranlée par des tremblements de terre.

Le désert de Syrie est bordé au nord et à l'ouest par deux zones d'ébranlement très importantes, où l'activité séismique s'est fait sentir pendant des siècles.

La première de ces zones commence à la Méditerranée, au voisinage d'Antioche. Cette malheureuse ville fut le théâtre de la terrible catastrophe du 13 décembre 115, qu'a décrite Dion Cassius et dont l'empereur Trajan fut témoin. Elle fut une seconde fois détruite en mai 518 par un autre tremblement de terre moins violent, puis bouleversée de nouveau le 29 novembre 528, et elle devint enfin le 31 octobre 589 la tombe de milliers d'hommes[1]. Depuis lors d'autres secousses s'y sont encore souvent fait sentir. D'Antioche, la zone séismique se dirige vers Alep et Mambedj (Hiérapolis), traverse l'Euphrate et se continue vraisemblablement à partir d'Ourfa (Édesse) dans la direction de Diarbekir vers la montagne de Nemroud ou Sipan-Dagh, sur la rive nord du lac de Van. Dans cette zone se sont produites les grandes catastrophes des années 715, 995, 1003, 1091, 1114, 1156 et toute une série d'autres grands tremblements de terre; dans ce siècle, je citerai seulement la destruction d'Alep en 1822. H. Abich, qui a publié récemment une magistrale étude sur les tremblements de terre de la haute Arménie, a eu l'occasion de parler de cette zone de catastrophes séismiques, et il voit dans sa présence la preuve qu'il existe dans cette région un système compliqué de fractures, cachées dans les profondeurs de l'écorce terrestre[2].

1. J. Schmidt, *Studien über Erdbeben*, 2e éd., 1879, p. 144 et suiv.
2. H. Abich, *Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern*, II, 1882, p. 390-449.

Au voisinage d'Alep, cette zone est coupée par une seconde zone séismique dirigée vers le S.S.W. et qui paraît être en relation avec la faille du Jourdain et celle de la côte syrienne. Elle commence dans le voisinage de Malatiah, sur le Haut-Euphrate, et va d'Alep vers Homs (Émèse), en passant par Hamah (Épiphanie); de là elle suit vraisemblablement les deux versants de l'Anti-Liban et se dirige vers le sud par Baalbek d'un côté et Damas de l'autre. La partie septentrionale de cette zone est très bien dépeinte par l'écrivain arabe As-Soyouti, enregistrant la série de mouvements séismiques qui commença par un violent tremblement de terre en l'an 552 de l'hégire (1158 après J.-C.; d'après d'autres récits, 551 de l'hégire)[1]. Hoff a réuni aussi des témoignages qui se rapportent à cette zone séismique, et il a montré qu'elle s'étendait sur quatre degrés de latitude[2]. D'après les données d'As-Soyouti, les tremblements de terre auraient commencé au nord, se seraient ensuite avancés vers Damas, puis seraient enfin revenus vers Alep et Hamah.

Il est probable que ces deux zones qui entourent le désert de Syrie et se croisent au voisinage d'Alep ont été le lieu d'origine des événements qui, en l'année 760 avant J.-C., ont troublé la Syrie et effrayé la Palestine, et qui ont trouvé place dans les annales assyriennes et les livres des prophètes; mais il ne me semble pas vraisemblable que les tremblements de terre qui ont présagé et accompagné le Déluge soient partis de cette même région. Schläfli, pendant le séjour assez court, il est vrai, qu'il fit en Mésopotamie, n'a eu connaissance que de tremblements de terre qui venaient de loin, soit du nord, soit du sud, de Chiraz (Perse), par exemple, où des secousses se font souvent sentir.

On peut supposer aux tremblements de terre du Déluge une origine méridionale, et il est même vraisemblable qu'ils venaient du golfe Persique.

De grands troubles atmosphériques, des pluies torrentielles, des tempêtes et une profonde obscurité ont accompagné les tremblements de terre. Cette obscurité n'était point celle qui, lors du tremblement de terre de Lisbonne, par exemple, fut passagèrement produite par les débris et la poussière de la ville détruite, lancés dans les airs. Ce n'était pas non plus l'obscurité que détermine la cendre lors d'une éruption volcanique; c'était l'obscurité qu'engendre un cyclone.

1. *As-Soyûti's Work on Earthquakes, translated from the Arabic by* A. Sprenger (Journ. Asiatic Soc. Bengal, XII, 1843, p. 746-747).

2. Von Hoff, *Geschichte natürlicher Veränderungen*, IV, 1840, p. 217.

La route qu'a suivie le cyclone d'octobre 1842, dont on a relevé les dernières traces, d'ailleurs incertaines, dans les parages de l'île Bahreïn, nous permet de supposer qu'il n'est pas impossible qu'un cyclone, formé au point d'origine habituel, les îles Andaman, puisse pénétrer dans le golfe Persique [1].

Le onzième mois, auquel correspond d'après Rawlinson le onzième chant, n'est pas consacré à Éa, le dieu de la mer, ni aux Anounnaki, les esprits souterrains, mais à Ramman, le dieu de la tempête. La traduction littérale du nom accadien du mois est : *la malédiction de la pluie* ou, en abrégé, *la malédiction* [2]. —

Il n'est pas sans intérêt, pour mieux comprendre ces grands événements naturels, de rechercher l'impression différente qu'ils produisent sur des hommes de condition sociale et de niveau mental différents.

Aux îles Andaman, qui sont si fréquemment ravagées par des tremblements de terre et qui sont, comme nous l'avons dit, le point de départ de la plupart des cyclones des mers de l'Inde, s'est conservé dans l'isolement un faible reste d'une population primitive; ces sauvages ne se sont point encore élevés jusqu'au culte du soleil. Ils adorent un démon des forêts, Eremchangala, qui cause les tremblements de terre, et un démon de la mer, Juruwinda. L'extrême crainte que leur font éprouver ces démons est le seul sentiment qu'ils ressentent lors de ces catastrophes. Telle est l'attitude de la créature tremblante, effrayée et nue, en présence des grandes forces de leau ature [3].

Regardons maintenant comment se comportent, en pareil cas, des hommes parvenus à un niveau de civilisation plus élevé. Le 10 juillet 1862, la ville d'Assera, sur la côte de Guinée, et une partie considérable du pays environnant, furent secoués par un tremblement de terre. Le négociant hollandais Euschart se trouvait ce jour-là à Abomey, la capitale du royaume de Dahomey. Il fut mandé sur la place du marché; il trouva là, assis sur son trône et entouré de ses amazones en armes, le roi, qui lui expliqua que c'était l'esprit de son père qui secouait la terre, parce qu'on n'observait plus les an-

1. Le Coran parle de tempête envoyée pour châtier les hommes, par exemple LXIX, 6, 7 : « Ad a été détruit par un ouragan rugissant, impétueux. Dieu le fit souffler contre eux pendant sept nuits et huit jours successifs; tu aurais vu alors ce peuple renversé par terre comme des tronçons de palmiers, creux en dedans. Tu n'aurais pas vu un seul homme rester sain et sauf. » Voir aussi LI, 41, 42; LIV, 19, 20.

2. Lenormant, *Origines*, I, appendice, tableau II.

3. M. V. Portman, *On the Andaman Islands and the Andamese* (Journ. Roy. Asiatic Soc., new ser., XIII, 1881, p. 475, 476).

ciennes coutumes. Trois chefs prisonniers furent mis à mort, et chargés d'aller dire à l'esprit du roi défunt que dorénavant les coutumes seraient mieux observées[1].

A un étage supérieur, nous verrons se manifester l'état d'âme spécial qui résulte de l'éducation et des habitudes professionnelles de chacun.

Voici d'abord le guerrier irrité. Le 4 septembre 1506, un grand tremblement de terre se fit sentir au Japon, à Kioto et à Osaka. Le château de Fushimi, nombre de maisons de Kioto, et aussi l'édifice où était érigée la statue du dieu Daibuzu furent renversés. Alors, raconte Edm. Naumann, Taiko Toyotomi Hideyoshi se rendit au temple de Daibuzu, se planta devant la statue renversée, reprocha d'une voix irritée au faible dieu de n'avoir même point été capable de se préserver lui-même, bien loin d'avoir su garder le pays, et, prenant son arc et ses flèches, il tira contre l'idole[2].

Tout autre est l'attitude du savant. En l'année 62 ou 65 de notre ère, Apollonius de Tyane était dans l'île de Crète. Comme, sur la côte de la mer de Libye, il avait à un cap, situé au voisinage de Phæstos, un entretien avec une foule d'hommes, qui étaient venus en pèlerinage au sanctuaire situé sur ce cap, un tremblement de terre se produisit subitement. Le tonnerre, dit Philostrate, ne grondait pas dans les nuées, mais dans les profondeurs de la terre, et la mer se retira à une distance de sept stades; la foule fut saisie de la crainte qu'en se retirant la mer ne renversât le temple et ne les entraînât tous. Apollonius dit alors : « *Ne craignez pas, la mer a mis au monde une terre.* » Quelques jours après, on apprit qu'à ce moment même une île nouvelle avait émergé de la mer, entre Théra et la Crète[3].

Telle n'est pas la manière de sentir de la foule. Dans la crainte universelle ne disparaissent point seulement le sang-froid et le don de l'observation, mais aussi toute capacité de réfléchir. Des actes absolument inopportuns sont accomplis : on se réfugie au pied de colonnes qui menacent ruine, comme cela arriva sur la place du marché de Sillein, en Hongrie, le 15 janvier 1858; et, au témoignage de Hamilton, il périt 2473 personnes, lors du tremblement de terre de Calabre du 5 février 1783, parce qu'elles s'étaient enfuies sur la grève qui se trouve auprès de Scylla. Il est fréquem-

1. Al. Perrey, *Notes sur les tremblements de terre en* 1862, p. 156.

2. Edm. Naumann, *Uber Erdbeben und Vulcanausbrüche* (Mittheil. der deutschen Gesellsch. für Natur- und Völkerkunde Ost-Asiens, 15. Heft, in-4°, Yokohama, 1878, p. 17).

3. Philostrate, *Vie d'Apollonius de Tyane*, IV, 34.

ment arrivé, lors de tremblements de terre récents, qu'on ait placé sur le sol des bassins pleins d'eau, pour s'assurer, si réellement duraient encore les oscillations de la terre que l'on croyait toujours sentir, et ceux qui ont lu la description de la pusillanimité qui s'était emparée des survivants, après le grand tremblement de terre de Lisbonne du 1er novembre 1755, n'auront pas de peine à se représenter l'état d'esprit de 'Hasis-Adra après le Déluge.

Lorsque au premier rayon de soleil il ouvrit pour la première fois sa lucarne, il fondit en larmes; sauvé, il sacrifia immédiatement au dieu. Se souvenant que, sans souci des moqueries de la foule, il avait construit un navire[1], il transforma dans son imagination ces premiers soulèvements de la mer, qu'il avait alors observés à plusieurs reprises, en autant d'avertissements bienveillants du dieu de la mer, et l'arc-en-ciel aux mille couleurs qui succédait à ces épaisses ténèbres lui apparut comme le signe de la paix rétablie dans la nature et de la réconciliation avec les dieux.

Tout le merveilleux de ce récit se peut donc expliquer par les sentiments mêmes qui, encore aujourd'hui, en des circonstances analogues, émeuvent le cœur humain, et cela nous montre en même temps combien depuis ces lointaines époques, au milieu du changement de tant de choses, l'âme des hommes a peu changé. Et c'est pourquoi, en ces traits précisément, le simple récit de 'Hasis-Adra porte l'empreinte d'une saisissante vérité.

Le capitaine, après avoir échappé heureusement avec son navire démâté à la fureur du cyclone, note le relèvement de la pression barométrique, mais ce que son cœur a ressenti, le journal du bord n'en dit rien. Lors du grand cyclone qui, pendant la guerre entre la France et l'Angleterre, sema de ruines les Antilles, le 10 octobre 1780, quand les flottes furent dispersées et à demi détruites et deux navires anglais jetés sur la côte de la Martinique, le gouverneur français, le marquis de Bouillé, renvoya au gouverneur de Sainte-Lucie les Anglais qui avaient échappé au naufrage, disant qu'il ne pouvait retenir prisonniers les victimes d'une catastrophe générale[2]. C'est précisément ce sentiment de l'effacement de toutes

1. Il est étrange que cet élément, qui fait défaut à la Bible et à tous les autres récits antérieurs au christianisme, à l'exception de l'épopée d'Izdubar, se retrouve dans le récit du Coran, qui est par ailleurs si incomplet (XI, 40, 41) : « Et il construisit un vaisseau, et chaque fois que les chefs de son peuple passaient auprès de lui, ils le raillaient : Ne me raillez pas, dit Noé, je vous raillerai à mon tour comme vous me raillez, et vous apprendrez sur qui tombera le châtiment, qui le couvrira d'opprobre. »

2. H. W. Dove, *Uber das Gesetz der Stürme* (Poggendorff's Annalen d. Phys. und Chemie, 2. Reihe, XXII, 1841, p. 41).

les querelles humaines, cette conscience écrasante de la petitesse de l'homme au regard des grandes forces de la nature, qui constitue l'élément religieux de la légende du Déluge.

Cet élément religieux a dans la nature humaine de si profondes racines, que la tradition de ce terrible événement a trouvé aisément accueil au nombre des mythes sacrés des peuples les plus divers; et c'est précisément l'extrême diffusion de la *légende* qui rend si difficile d'apprécier exactement l'étendue réelle du *phénomène physique*.

Dans le large cercle des légendes du Déluge ont aussi pris place des traditions qui ont trait à l'origine de la mer et qui, en conséquence, appartiennent au groupe des mythes cosmogoniques et n'ont rien à démêler avec le Déluge. Nous en trouvons un exemple dans les mythes de l'ancien monde, au septième chapitre du Boundéhesch pehlvi, en cette légende d'une grande pluie qui a donné naissance à toutes les eaux de la terre. Il nous est fourni un exemple d'un mythe cosmogonique du même genre par la légende antillienne des frères qui trouvèrent une calebasse dont s'échappèrent, après qu'ils l'eurent brisée, de prodigieuses masses d'eau. Sous sa forme originelle, telle par exemple qu'elle nous est rapportée par Pierre Martyr, cette légende n'a point trait à un déluge destructeur, qui aurait été envoyé par les dieux pour châtier les hommes, mais à l'origine de la mer qui a recouvert les parties basses de la surface de la terre, et n'a laissé émerger que les montagnes, les îles d'aujourd'hui[1].

Chez plusieurs peuplades américaines, on trouve d'autres légendes du Déluge qui correspondent si étroitement au récit biblique qu'il est impossible de méconnaître l'influence qu'a exercée sur leur développement l'enseignement des missionnaires; la chose, du reste, a été souvent signalée, en particulier par Waitz[2].

Des ras de marée d'origine séismique ont donné naissance à une autre série de traditions, que l'on rencontre particulièrement le long de la côte occidentale de l'Amérique du Sud et en Océanie jusqu'aux îles Fidji. Nous avons déjà fait mention de ces traditions lorsque nous avons parlé des mouvements de l'océan, provoqués

1. *De orbe novo Petri Martyris ab Angleria Mediol. Proton. Decades; Compl. ap.* Mich. d'Egnia, anno MDXXX, Cap. IX, fol. XX.

2. Th. Waitz, *Anthropologie der Naturvölker*, III, 1862, p. 187. On a essayé à grand renfort d'érudition de prouver que toutes les légendes du Déluge ont en Amérique leur berceau. Noé se serait réfugié sur l'île de Cuba, etc.; voir par exemple Paläorama, *Aus dem Nachlasse eines amerikanischen Naturforschers*, in-8°, Erlangen, 1868, p. 192, et ailleurs.

par les grands tremblements de terre. A. Réville a récemment réuni ces légendes océaniennes du Déluge[1].

Après avoir éliminé toutes ces traditions, qui ne peuvent nous être d'aucun secours pour apprécier l'étendue du Déluge de Mésopotamie, nous nous trouvons en présence d'un certain nombre de récits de l'ancien monde, qu'on peut répartir en plusieurs groupes.

Le *premier groupe*, qui comprend les récits les plus voisins de l'événement, est constitué par l'*épopée d'Izdubar* et le fragment de *Bérose*.

Le récit de Bérose fait mention d'une circonstance que l'épopée d'Izdubar passe entièrement sous silence, je veux parler de l'enfouissement des livres sacrés à Sippara, la cité du Soleil, où ils auraient été retrouvés plus tard. Eusèbe s'exprime ainsi :... *Mandavisse, ut libros omnes, primos nimirum, medios et ultimos, terræ infossos in solis urbe Sipparis poneret...* Il est difficile de dire si Bérose a puisé cet épisode dans une autre source, plus complète que celle qui a été mise à profit par l'auteur de l'épopée d'Izdubar, ou s'il s'agit ici d'une addition postérieure. L'enfouissement de textes officiels ou sacrés dans les fondations de temples ou de palais était une coutume habituelle en Babylonie depuis les temps les plus reculés. Comme le raconte un cylindre récemment découvert du roi Nabonaïd, d'environ 550 avant J.-C., dont Pinches a donné, il y a peu de temps, une description, le roi Nebukadnezar (604-561) fit en vain fouiller le sol du temple du Soleil (É-bara), à Sippara, pour retrouver les anciens écrits. Ce n'est que plus tard que son successeur Nabonaïd réussit à trouver, à une profondeur de 18 aunes, un cylindre très ancien : « le cylindre de Naramsin, fils de Sargon, que pendant 3 200 ans aucun roi, qui m'ait précédé, n'avait vu, Samas me l'a fait découvrir, Samas, le puissant seigneur à É-bara, dans la maison, dans la demeure de la joie de son cœur ».

Cela nous ramène à 3 750 ans en arrière et place l'ancien roi Sargon Ier, dont nous avons fait mention plus haut, environ en l'an 3800 avant J.-C. [2].

Le *second groupe* est constitué par les deux récits du Jéhoviste et de l'Elohiste, qui s'enchevêtrent l'un avec l'autre dans la narration de la *Genèse*. La concordance très étendue de cette narration avec les textes du premier groupe saute aux yeux ; depuis les avertisse-

1. A. Réville, *Les religions des peuples non civilisés*, in-8°, II, 1883, *passim*.

2. T. G. Pinches, *Some recent discoveries*, etc. (Proc. Soc. Bibl. Archæol., 7th Nov. 1882, p. 6-12); Friedr. Delitzsch, dans Mürdter, *Kurzgefasste Geschichte*, p. 273 et suiv.; voir aussi Taylor, dans J. Oppert, *Expédition scientifique en Mésopotamie*, I, p. 273.

ments et le bitumage du bateau jusqu'à l'apparition de l'arc-en-ciel, presque tout est commun. Sur les données numériques, en ce qui concerne par exemple le nombre des animaux ou la durée des événements, les deux récits ne s'accordent point entre eux, ni avec l'épopée d'Izdubar. Le récit jéhoviste donne au chiffre sept la signification particulière qu'il a si souvent dans les textes assyriens, et en particulier dans l'épopée d'Izdubar. Il ne manque point d'autres petites différences entre ces narrations : elles portent entre autres sur les oiseaux envoyés à la découverte et sur la destinée du héros du récit qui, d'après la version babylonienne, est enlevé vivant parmi les dieux, comme Hénoch dans la Genèse (V, 24).

La différence essentielle et significative entre les versions chaldéennes et celles de la Genèse est une différence de couleur; les récits de la Genèse ont pris en effet l'allure particulière que devait leur imprimer la vie continentale du peuple chez lequel ils s'étaient conservés [1]. On a déjà souvent fait remarquer que dans la narration de la Genèse se laisse apercevoir une connaissance très incomplète de la mer et de la navigation. Ainsi, le pilote manque et le navire se transforme en une caisse ou coffre, en une *arche*. Il va de soi qu'il n'est plus question de divinités où se personnifient les forces de la nature, mais dans la narration jéhoviste se manifeste l'activité immédiate et personnelle de la divinité, lors par exemple de la fermeture de l'arche (Gen. VII, 16).

La délibération des dieux qui prépare le Déluge et les paroles de paix, adressées par Éa à Bel, paroles, qui, après la catastrophe, font rentrer dans son cœur des sentiments de miséricorde, se sont transformées de la plus remarquable manière en deux monologues de Yahvéh, qui depuis longtemps ont provoqué l'étonnement des exégètes. L'édition Tischendorf, dont je me suis toujours servi dans ce travail, n'est même point conforme ici au texte original. Elle dit, VIII, 21 : *Odoratusque est Dominus odorem suavitatis et aït :* — et d'après saint Jérôme il faudrait traduire : *et aït ad cor suum :* — ce que Luther a rendu par : *Und der Herr roch den lieblichen Geruch und sprach in seinem Herzen :* (L'Éternel sentit une odeur agréable, et l'Éternel dit en son cœur) [2].

1. C'est ce que dit très bien Lenormant (*Origines*, 2e éd., I. p. 408).

2. [Trad. Segond]. Dans l'édition Tischendorf, nous trouvons sur ce passage, VIII, 21, la remarque suivante : « Et aït ad eum (Mirum si hic transtulisset Hier. voces hebraïcas *el-libbo*, quod est ad cor suum, in animo suo; Sept. διανοηθείς. Quare vel invitis Codd. Latinis Sixtini expunxerunt has voculas, nullo sententiae detrimento. Bellarminus earum loco malebat : ad se — animam viventem, animantem. » Dillmann, *Genesis*, p. 141, croit que l'auteur voulait donner une voix aux pensées de Dieu.

Pour nous le récit de la Genèse est un récit d'*emprunt*, et qui se rapporte sans conteste au même événement.

Passons maintenant au *troisième groupe*, au groupe *égyptien*. La question de savoir s'il existe une tradition indigène du Déluge en Égypte a une importance particulière : l'événement dont le bassin inférieur de l'Euphrate a été le théâtre a eu lieu en effet à une époque à laquelle la civilisation égyptienne était depuis longtemps florissante, de telle sorte que l'on peut considérer l'absence en Égypte d'un récit autochthone du Déluge comme la preuve que la catastrophe n'a point atteint la Méditerranée. En fait, les quelques vestiges de légendes relatives au Déluge que nous pouvons retrouver dans les traditions égyptiennes sont si faibles qu'il est permis de se demander si, lorsque nous y croyons saisir quelques traits des mythes diluviens, nous ne sommes point dupes d'analogies apparentes ou fortuites, à moins cependant qu'il ne faille admettre que, sous l'influence des prêtres, une tradition empruntée du dehors ait subi une transformation complète.

Le document le plus étendu, où nous puissions trouver en Égypte des légendes mythologiques qui présentent des points de contact avec le Déluge, est le récit de la destruction des hommes par les dieux, qui recouvre les quatre parois d'une chambre isolée de la vaste tombe de Séti I (1350 environ avant J.-C.), à Thèbes.

En voici, d'après Brugsch, le contenu essentiel :

Rà réunit le conseil des dieux. Rà est irrité contre les hommes et se plaint qu'ils parlent contre lui. Leur destruction est décidée. La déesse Hâthor est chargée de l'exécution de cette résolution ; elle revient, sa tâche faite, et elle est bien accueillie par Rà : jusqu'à Héracléopolis le pays est couvert de sang.

Rà réunit tous ses messagers et il fait remplir des vases de sang humain et de fruits de mandragore. On prépare 7 000 cruches de cette boisson ; Rà vient le lendemain matin, pour voir les cruches, et aucun des hommes ne périt, qui étaient partis à temps. Alors la majesté de Rà dit : « ce sont les bons, à cause d'eux je pardonnerai aux hommes ». Rà ordonne de verser pendant la nuit le contenu des cruches, et les champs en sont inondés. Le matin la déesse vient et voit les champs inondés ; elle est joyeuse et elle boit du liquide qui recouvre la terre. Son âme s'égaye et elle ne reconnaît pas les hommes [1].

1. Ed. Naville, *La destruction des hommes par les Dieux, d'après une inscription mythologique du tombeau de Séti I à Thèbes* (Trans. Soc. Bibl. Archæol., IV, 1876, p. 1-19) ; et spécialement H. Brugsch, *Die neue Weltordnung nach Vernichtung des sündigen Menschengeschlechtes*, in-8°, 41 p., pl., Berlin, 1887.

Le reste du mythe, la naissance des prêtresses, le repentir de Râ, la réapparition des hommes, leur réconciliation avec Râ, l'attribution par Râ de sa tâche particulière à chaque divinité, et le retour de Râ en lui-même, — tout cela n'a plus aucune relation avec le Déluge.

La question est bien plutôt de rechercher si de telles analogies se laissent découvrir dans la première partie du récit. Le conseil des dieux, la destruction des hommes, la miséricorde renaissante de la divinité, la promesse de ne plus frapper les hommes de tels malheurs s'y retrouvent, mais la catastrophe elle-même est d'une espèce tout à fait différente. Hâthor exécute le jugement par l'épée, ce n'est qu'ensuite qu'il est question d'une inondation qui, d'ailleurs, n'est évidemment point destinée à châtier les hommes.

Il faut remarquer du reste que l'idée d'inondation est si étroitement liée pour le peuple égyptien à celle de richesse et de vie, qu'il était nécessaire de modifier en ce pays la tradition originelle et de donner une autre forme à la sentence de Râ [1]. On peut avoir à ce sujet différentes opinions. Mais ce qui ressort de la légende tout entière, c'est que *la grande catastrophe n'a pas eu lieu dans l'Égypte même* et que le souvenir d'un pareil événement n'avait point survécu dans la mémoire du peuple égyptien, bien que les récits chaldéens aient pu parvenir à la connaissance des prêtres et qu'on puisse en rechercher l'écho dans ce mythe. Brugsch nie toute relation avec le mythe chaldéen.

Le *quatrième groupe* est formé par les récits *gréco-syriens*. En les comparant aux autres récits, il ne faut point oublier que les côtes de la Méditerranée orientale et les rivages de la Grèce ont été fréquemment ravagés par des inondations d'origine séismique, dans l'antiquité aussi bien que de nos jours. Nous trouvons en l'an 479 avant J.-C., alors qu'Artabaze assiégeait la ville de Potidée, qui fermait l'accès de la presqu'île de Pallène, pointe occidentale de la Chalcidique, un exemple qui nous remet en mémoire le désastre dont fut victime le pharaon Meneptah. Hérodote raconte « qu'Artabaze assiégeait Potidée depuis trois mois, lorsqu'il se produisit un reflux considérable et qui dura fort longtemps. Les assiégeants, voyant que les lieux occupés auparavant par la mer n'étaient plus qu'une lagune, se mirent en route pour rentrer dans la Pallène. Ils avaient déjà fait les deux cinquièmes du chemin, et il leur en restait encore trois pour y arriver, lorsqu'il survint un

1. Vigouroux (Lenormant, *Origines*, I, p. 454).

flux si considérable, qu'au rapport des habitants, on n'en a jamais vu de pareil, quoiqu'ils y soient fréquents. Ceux qui ne savaient pas nager périrent dans les eaux, et ceux qui savaient nager furent massacrés par les Potidéates qui les poursuivirent dans des bateaux[1]. » Nous connaissons en Grèce nombre d'autres inondations de cette espèce et qui se sont avancées plus avant dans le pays; J. Schmidt en a cité plusieurs exemples[2].

Il est facile de comprendre, dans ces conditions, que l'on rencontre en Grèce des traditions relatives à divers déluges, à ceux par exemple d'Ogygès, de Deukalion, de Dardanos; il existait en outre dans les îles des traditions isolées, à Samothrace, par exemple. Dans ces légendes, et en particulier dans le récit du déluge de *Deukalion*, on retrouve certains traits de la légende chaldéenne : le coffre flottant où se sauve le héros du mythe, les animaux qu'il prend avec lui, les oiseaux, et en particulier la colombe, qu'il envoie à la découverte. Mais ce qui est caractéristique de ce groupe de traditions, c'est d'être relié à une cérémonie dont nous n'avons pas encore parlé jusqu'ici. C'est la fête des morts qui, en souvenir du déluge de Deukalion, était célébrée chaque année à Athènes, le 13 du mois d'Anthesterion. C'est à cette fête que, suivant Mommsen, avait lieu la libation d'eau (*Hydrophoria)*, et l'offrande de miel et de farine au gouffre où s'étaient englouties les eaux du déluge de Deukalion[3]. Le gouffre se trouvait en dehors du dème lenaïque, mais dans son voisinage, près du temple de Zeus Olympien.

Une complète et remarquable description de la cérémonie des Hydrophories se retrouve dans ce qui est raconté du temple d'*Hiérapolis* sur le Haut-Euphrate, dans l'ouvrage intitulé *De Dea Syria*, qui a été attribué à tort à Lucien[4].

Voici le passage dont il s'agit :

« La plupart des gens racontent que le fondateur du temple fut Deukalion Sisythès[5], ce Deukalion sous lequel eut lieu la grande inondation. J'ai aussi entendu ce récit que les Grecs font de leur côté sur Deukalion. Le mythe est ainsi conçu : Il est question d'abord de la perversité des premiers hommes; le récit continue comme il suit : « ils furent châtiés par un immense désastre. Subi-

1. Hérodote, *Uranie*, 129.

2. Jul. Schmidt, *Studien über Erdbeben*, 2e éd., 1879, p. 138-165.

3. A. Mommsen, *Heortologie; Antiquarische Untersuchungen über die städtischen Feste der Athener*, in-8°, 1864, p. 365.

4. *De Dea Syria*, 12, 13 [Nous suivons ici la traduction de Lenormant, *Origines*, I, p. 419-420].

5. Sur le nom de Sisythès, Δευκαλίωνα τόν Σισυθεα, et non Σκυθεα, voir Buttmann, *Mythologus*, in-8°, 1828, p. 192.

tement d'énormes masses d'eau jaillirent de la terre, et des pluies d'une abondance extraordinaire se mirent à tomber. Les fleuves sortirent de leurs lits, et la mer franchit ses rivages. Tout fut couvert d'eau, et tous les hommes périrent ; seul, Deukalion fut conservé vivant. Il se mit avec ses enfants et ses femmes dans un grand coffre qu'il avait et où vinrent se réfugier près de lui des porcs, des chevaux, des lions, des serpents et d'autres animaux terrestres de toute espèce. Il les reçut tous avec lui et tout le temps qu'ils furent dans le coffre, Zeus inspira à ces animaux une amitié réciproque, qui les empêcha de s'entre-dévorer. De cette façon, enfermés dans un seul coffre, ils flottèrent tant que es eaux furent dans leur force. Tel est le récit des Grecs sur Deukalion.

« Mais à ceci, qu'ils racontent également, les gens d'Hiérapolis ajoutent une narration merveilleuse : que dans leur pays s'ouvrit un vaste gouffre où toute l'eau du déluge s'engloutit. Alors Deukalion éleva un autel et consacra un temple à Héra, près du gouffre même. J'ai vu ce gouffre, qui est très étroit et situé sous le temple. S'il était plus grand autrefois et s'est maintenant rétréci, je ne sais, mais je l'ai vu et il est tout petit. En souvenir de l'événement que l'on raconte, voici le rite que l'on accomplit : deux fois par an, l'on apporte de l'eau de la mer au temple. Ce ne sont pas les prêtres seuls qui en font venir, mais de nombreux pèlerins viennent de toute la Syrie, de l'Arabie, et même d'au delà de l'Euphrate, apportant de l'eau. On la verse dans le temple et elle descend dans le gouffre, qui malgré son étroitesse en engloutit une quantité considérable. On dit que cela se fait en vertu d'une loi religieuse instituée par Deukalion pour conserver le souvenir de la catastrophe et du bienfait qu'il reçut des dieux. Telle est l'antique tradition du temple. »

En un autre endroit, il est dit qu'à l'intérieur du temple se trouve une statue d'Héra, et celle de cet autre dieu auquel ils donnent un autre nom, bien que ce soit en réalité Zeus.

« Entre les deux se trouve une autre statue d'or. Les Assyriens eux-mêmes l'appellent le *signe*, ne lui donnent aucun nom particulier, et ne savent ni son origine ni le dieu qu'elle représente. Quelques-uns disent que c'est Dionysos, d'autres Deukalion, d'autres enfin Sémiramis. Sur sa tête est posée une colombe d'or, et c'est là ce qui fait dire qu'elle représente Sémiramis. Deux fois par an, on la conduit à la mer pour aller chercher l'eau dont nous avons parlé. »

J'ai donné ce récit *in extenso*, parce qu'il fournit un bon exemple de la confusion et du mélange de traditions distinctes. N'oublions point tout d'abord que Lucien, auquel a été attribué le *De Dea Syria*, vivait au IIe siècle de notre ère, et que ce récit est en conséquence de date incomparablement plus récente que tous ceux que nous avons rapportés. Dès les premières lignes, le nom de Deukalion[1] est attribué au personnage qui porte aussi celui de 'Hasis-Adra sous sa forme hellénisée Xisouthros et ici Sisythes. Bien que le sanctuaire dont il s'agit soit situé sur le Haut-Euphrate, toute la première partie du récit nous est donnée comme une légende grecque, et elle

1. Δευ-καλίων, Lenormant, *Origines*, II, p. 157, note.

coïncide dans tous les points essentiels avec la plus ancienne tradition chaldéenne. C'est ainsi que sont mentionnées les trois sources diverses de l'inondation, la terre, le ciel et la mer.

Dans la seconde partie, la cérémonie des Hydrophories met en relation avec la mer le sanctuaire qui est situé profondément dans l'intérieur du pays. Nous pouvons voir dans ces Hydrophories une coutume grecque, tandis que la colombe, placée sur la tête de cette divinité qui, d'après la tradition, devait se rendre deux fois par an à la mer, nous ramène aux légendes chaldéennes.

La légende du Déluge est donc partie du Bas-Euphrate et s'est dirigée vers la Grèce par des chemins multiples pour revenir de là, semble-t-il, jusque sur le Haut-Euphrate. La question qui se pose, c'est de savoir pourquoi c'est justement à Hiérapolis qu'il est question de ces fissures absorbantes. De fait, des fissures de cette espèce sont parfois produites par des tremblements de terre : c'est dans une de ces fissures séismiques que le lac Eulalie, ainsi que nous l'avons déjà dit, s'est englouti, et Hiérapolis (Mambedj) se trouve dans la grande zone séismique d'Antioche. Mais il semble que la vraie cause de la tradition soit plus simple : Rey a visité les ruines du temple, et en a publié un plan; il a trouvé dans l'enceinte les restes d'un vivier dont parle le récit antique, et il suppose que les cours d'eau souterrains qui existent encore dans la ville ont donné naissance à la légende du gouffre qui a absorbé le Déluge, et ont déterminé l'érection du sanctuaire[1]. —

Ce n'est pas mon intention de pousser plus loin la comparaison de ces versions diverses du récit du Déluge, qui dérivent totalement ou en partie du récit chaldéen.

Nous avons étudié quatre groupes distincts de récits. Le premier est formé par ceux qui sont les plus voisins de l'événement, l'épopée d'Izdubar et le fragment de Bérose. Le second, qui est constitué par les deux narrations de la Genèse, se relie étroitement au premier et en diffère principalement par la connaissance fort incomplète de la navigation qui s'y manifeste. Le troisième groupe est le groupe égyptien; nous n'avons rapporté qu'un seul récit, mais le plus important. La destruction des hommes n'est point attribuée à un déluge, mais à la sanguinaire Hâthor. Il n'est question du déluge qu'après qu'un châtiment a été infligé aux hommes, et ce déluge ne joue qu'un rôle subordonné. Les relations entre ce récit et la légende chaldéenne sont très vagues, et on peut

1. E.-G. Rey, *Rapport sur une Mission scientifique dans le Nord de la Syrie* (Archives des Missions scientif., 2e sér., III, 1867, p. 351, pl. X).

même légitimement les mettre en doute. Le quatrième groupe est formé par les récits les plus récents, les traditions gréco-syriennes. Elles se rapportent à plusieurs inondations d'origine vraisemblablement séismique qui ont frappé certaines parties de la Grèce ou ses côtes tout entières, et on y a attaché des réminiscences chaldéennes et la cérémonie des Hydrophories.

Aucun de ces récits ne nous permet de conclure que l'événement qui s'est passé à Schourippak se soit étendu jusqu'au bassin de la Méditerranée.

La haute antiquité de la civilisation égyptienne et la bizarrerie du mythe égyptien permettent au contraire d'affirmer avec une assez grande certitude que le Déluge ne s'est point avancé jusqu'à la Méditerranée.

Les livres sacrés des *Hindous*, aussi bien le Rig-Véda que les écrits plus récents, renferment plusieurs récits d'un grand déluge. Maintes circonstances nous permettent de supposer que Satya-Vrata, auquel, dans le Bâghavata-Pourâna, Vishnou prédit le grand déluge, et qui est sauvé parce qu'il est le dépositaire des écrits sacrés, est le même personnage que 'Hasis-Adra, et l'épisode de l'enfouissement des écrits sacrés, qui nous a été conservé par Bérose, nous est un nouvel indice de la légitimité de cette identification. Mais ces multiples allusions à la tradition chaldéenne, toujours reconnaissables sous les formes diverses qu'elles affectent, peuvent bien établir que la tradition du Déluge a pénétré dans l'Inde, mais non point que ce grand événement s'est étendu jusque-là. Déjà le fait que, dans la plus ancienne version hindoue, celle du Rig-Véda, Manou-Vâivasvata amarre son navire sur l'un des sommets de l'Himalaya, montre que la légende a été importée d'ailleurs, et qu'elle a été localisée sans tenir compte des conditions naturelles du pays.

Les récits *chinois* me semblent avoir une beaucoup plus grande importance. Les écrits des Chinois remontent jusqu'à 3 000 ans avant J.-C. Ces antiques livres sont des annales historiques, exemptes de tout merveilleux; elles ne prétendent point à une inspiration d'en haut, mais racontent d'ordinaire les événements dans la langue la plus sobre et la plus précise. Le plus important de ces écrits est le Schou-King, le « livre des documents historiques ». Il a été rendu accessible aux lecteurs européens par l'excellente traduction de Legge [1].

1. James Legge, *The Chinese Classics*, in-8°, III, part I, Hongkong, 1865; publié aussi dans Max Müller, *The Sacred Books of the East*, in-8°, III, Oxford, 1879.

D'après le Schou, sous le règne de l'empereur Yào, la Chine fut submergée par une vaste et terrible inondation. Nous plaçons l'année de l'avènement de l'empereur Yào, avec Legge, en l'an 2357 avant J.-C., en nous appuyant sur les résultats auxquels J.-B. Biot a été amené par des calculs astronomiques. Yào règne 70 ans. Il mande d'abord auprès de lui Khwàn, pour lui ordonner de mettre fin aux ravages causés par les inondations.

Dans le Schou, canon de Yào, 3 se trouve le passage suivant :

« *Le Ti dit : Prince des quatre montagnes, dévastatrices dans leur débordement sont les eaux de l'inondation. En s'étendant au loin, elles entourent les montagnes et recouvrent les plus hautes collines; les flots menacent le ciel, de telle sorte que le bas peuple est mécontent et murmure. Où y a-t-il un homme habile que je puisse charger de mettre fin à ces maux?* »[1]

Pendant neuf ans, Khwàn lutta en vain contre le fléau; Yu fut ensuite appelé. Dans l'espace de huit ans il accomplit de grands travaux; il éclaircit des forêts, il régla le cours des fleuves, fit des digues et déblaya les embouchures, procura des aliments à la population et, bienfait immense, mit de l'ordre dans l'empire tout entier.

La 3e partie du Schou, qui est constituée par les livres de Hsià, renferme en son premier livre, intitulé Yu-King (ou *le tribut de Yu*), non seulement une description des travaux accomplis par Yu, mais une esquisse de la géographie du pays, où sont indiqués les fleuves, les montagnes, les lacs et les ressources des provinces. Il est impossible, en présence des vénérables restes qu'a laissés derrière elle cette antique administration, de n'être point saisi du plus profond respect pour une nation qui possède depuis de si longs siècles de pareils récits, et qui pendant tant de milliers d'années a sû attacher la plus haute gloire à des actes pacifiques, qui n'avaient pour but que le bien-être du peuple.

Sa connaissance étendue du pays a permis à F. von Richthofen d'établir, en s'appuyant sur le Yu-King, quel était le cours des fleuves, il y a 4000 ans, et de démontrer que la grande plaine n'a subi aucun changement important, à l'exception de ceux qui ont eu pour cause les travaux des hommes, des déplacements du Fleuve Jaune et des gains que la côte a faits sur la mer. En revanche, l'authenticité des grands travaux accomplis par Yu, qui

1. Legge, *Sacred Books*, III, p. 34; d'après les *Chinese Classics*, III, part 1, p. 25, note, le commentateur Wu-Ching lit, au lieu de « bas peuple », « le peuple qui habite les plaines », mais Legge n'accepte pas ce sens.

avait été mise en doute par Ed. Biot et dans une certaine mesure par Legge lui-même, a été établie par Richthofen de la manière la plus concluante[1].

Quelques missionnaires ont cru retrouver des traces de la tradition biblique du Déluge dans le récit de cette inondation, mais des traces bien faibles, il faut l'avouer. Bunsen a combattu cette hypothèse avec la plus grande énergie. On est maintenant porté à attribuer ces inondations au Hoang-Ho, qui a fait du reste depuis lors de tels ravages qu'on l'a appelé « le chagrin de la Chine ». Telle est aussi l'opinion de Legge[2]. Rien ne paraît plus naturel que cette supposition. Malheureusement, tandis que les voyages et les travaux de Yu sont décrits tout au long, on ne nous donne sur les causes de l'inondation que des renseignements très incomplets. Tout ce que nous savons, c'est que des nappes d'eau stagnante ont longtemps subsisté dans le pays, et qu'un trouble profond a été apporté dans les conditions d'existence de la population[3].

Conclusion. — Nous pouvons ainsi résumer les résultats auxquels nous sommes parvenus.

1° L'événement connu sous le nom de *Déluge* a eu lieu sur le Bas-Euphrate, et a eu pour élément principal une inondation très étendue et très dévastatrice de la plaine mésopotamienne.

2° La cause essentielle de cet événement a été un violent tremblement de terre, qui s'est fait sentir dans la région du golfe Persique ou plus au sud et qui a été précédé de plusieurs secousses de moindre importance.

3° Il est très vraisemblable que, durant la période des plus violentes secousses, un cyclone venu du sud a pénétré dans le golfe Persique.

4° Les traditions d'autres peuples ne nous autorisent en aucune manière à soutenir que le Déluge a dépassé les limites du bassin inférieur de l'Euphrate et du Tigre, et encore moins à affirmer qu'il s'est étendu à toute la terre.

C'est le souvenir de cet événement, qui, sous l'influence d'hypothèses fort différentes et par un étrange enchaînement de cir-

1. F. von Richthofen, *China*, I, 1877, p. 277-364, pl. IV, V; voir en particulier p. 535, note.

2. Legge, *Sacred Books*, III, p. 18.

3. Mencius raconte ainsi ce qui s'est passé (III, 1; IV, 7; Legge, *Chinese Classics*, I, p. 126, 127) : « Au temps de Yâo, *alors que le monde n'était pas encore tout à fait ordonné*, les fleuves causèrent, en sortant de leur lit, une inondation générale, etc. » Cela ne me semble point tout à fait d'accord avec le récit du Yu-King, qui est beaucoup plus digne de foi.

constances, a passé, après avoir vécu pendant des milliers d'années dans la mémoire des peuples, des livres sacrés de l'antiquité où il s'était conservé, dans le domaine de la science géologique et a donné naissance à des expressions telles que *diluvium*, *formations diluviennes, dépôts diluviens.*

Le Déluge a été violent et destructeur, mais rien ne nous prouve qu'il ait été fort étendu. Voici brièvement, comment apparaissent au géologue les traits principaux de ce grand événement naturel : Au cours d'une période séismique, des tremblements de terre peuvent à plusieurs reprises avoir fait déborder les eaux du golfe Persique sur la plaine qui entoure les embouchures de l'Euphrate. Averti par ces inondations, un homme prévoyant, appelé 'Hasis-Adra, c'est-à-dire « le sage qui craint les dieux », construit un navire pour s'y sauver avec les siens, et le calfate avec du bitume, comme on le fait encore aujourd'hui sur les bords de l'Euphrate. Les secousses de la terre augmentent, il s'enfuit avec les siens dans le navire, les eaux souterraines jaillissent à travers les fissures de la plaine, une baisse considérable de la pression barométrique que caractérisent de terribles orages et des pluies torrentielles, vraisemblablement même un véritable cyclone venant du golfe Persique, accompagne les plus violentes manifestations de la force séismique. La mer se précipite dévastatrice sur la plaine; elle soulève sur ses flots le navire sauveur, elle le pousse au loin dans l'intérieur du pays et le fait échouer sur l'une des collines miocènes qui bordent, vers le nord et le nord-est, la plaine du Tigre, en aval de l'embouchure du Petit Zab.

CHAPITRE II

EXEMPLES DE RÉGIONS ÉBRANLÉES

Directions différentes des recherches. — A. Les Alpes du Nord-Est. — B. L'Italie méridionale. — C. L'Amérique centrale. — D. Prétendus soulèvements intermittents du Chili; rebondissement des objets; mouvement des sédiments sous-marins; Valparaiso, 1822; Concepcion, 1835; Valdivia, 1837; le soulèvement du continent n'est pas démontré.

Bien peu de phénomènes naturels ont certainement été l'objet de relations aussi nombreuses et de documents aussi variés que les tremblements de terre. Les traditions qui les concernent remontent, comme on l'a vu dans le chapitre précédent, jusqu'à l'antiquité la plus reculée, et, maintenant encore, chaque année apporte son contingent de recherches nouvelles. Malheureusement ces efforts, souvent très méritoires, se dispersent dans les directions les plus diverses.

La plupart du temps, surtout quand il s'agit d'écrits anciens, on se borne à dépeindre les pressentiments des animaux et l'effroi des hommes, et à énumérer les pertes faites en vies humaines et en argent : les couleurs du tableau sont vives, mais les traits manquent de netteté.

D'autres travaux, vrais modèles d'une application patiente, ont pour but de rechercher une périodicité régulière dans le retour des phénomènes ; mais il y a deux raisons qui condamnent d'avance à être stériles toutes les tentatives faites dans cette voie, même les plus sérieuses, dès que l'on embrasse une durée d'une certaine longueur et un nombre de secousses tant soit peu considérable. La première consiste dans l'inégalité de valeur des documents, qui dépasse de beaucoup les limites admissibles pour des

[1. Traduit par Emm. de Margerie (p. 96-113) et L. Gallois (p. 113-137).]

travaux de ce genre. Il est évident, en effet, que cette valeur dépend, dans chaque cas particulier, du degré de civilisation atteint par l'humanité, et, en même temps, des progrès réalisés dans l'exploration des pays lointains. Mallet a montré au moyen d'un tableau, en 1858, que le nombre des tremblements de terre connus augmente dans des proportions extraordinaires, à mesure que l'on se rapproche de l'époque actuelle, et il attribue avec raison ce fait à l'abondance de plus en plus grande des documents historiques; pour le même motif, en ce qui concerne l'Europe, le maximum du nombre de secousses coïncide avec le XIXe siècle[1]. C'est seulement dans ces dernières années que les recherches de Edm. Naumann[2] et de J. Milne[3] ont fait connaître les anciens catalogues de tremblements de terre conservés au Japon. Les données très nombreuses qu'on y trouve sur le VIIe, le VIIIe et surtout le IXe siècle de notre ère sont en rapport avec l'état de haute culture auquel le Japon était déjà parvenu à cette époque; d'autre part, Naumann attribue la rareté des renseignements relatifs au XIIe et au XVIe siècle aux bouleversements politiques et aux expéditions militaires de ces temps troublés. Et combien est petite, d'ailleurs, la partie de la surface terrestre sur laquelle nous possédons des documents un peu anciens! En cherchant dans des milliers de faits les traces d'une périodicité, nous n'y trouvons que la démonstration de notre ignorance.

La seconde raison est l'impossibilité où l'on se trouve d'établir une règle fixe pour le choix des secousses qu'il y a lieu de noter comme distinctes, quand une phase séismique se prolonge pendant un certain temps. Les cas où le mouvement s'épuise pour longtemps, dans un choc unique, mais violent, comme cela est arrivé lors du dernier tremblement de terre de Casamicciola, dans l'île d'Ischia, sont rares et exceptionnels: ordinairement, il se produit toute une série de secousses, d'intensité variable, accompagnées ou non d'un grondement souterrain; souvent même, le maximum d'intensité se déplace d'un point à un autre, suivant une direction déterminée; et l'observateur consciencieux hésite pour décider quels sont, parmi les nombreux mouvements du sol, forts ou faibles, ceux dont il doit tenir

1. R. Mallet and J. W. Mallet, *The Earthquake Catalogue* (Rep. Brit. Assoc., 1858, p. 28, 51).

2. Edm. Naumann, *Ueber Erdbeben und Vulcanausbrüche in Japan* (Mittheil. der deutsch. Gesellschaft f. Natur-und Völkerkunde Ost-Asien's, 15. Heft), gr. in-4°, Yokohama, 1878, p. 4-5.

3. J. Milne, *Notes on the great Earthquakes of Japan* (Trans. Seismol. Soc. of Japan, III, 1881, p. 96-102).

compte, en établissant la liste des coïncidences entre les secousses terrestres et telle ou telle position de la lune ou du soleil.

Une autre série de recherches a eu pour objet de déterminer, en s'appuyant sur des principes géométriques, d'après la succession et la direction des mouvements ressentis à la surface, la profondeur exacte et l'emplacement de leur point de départ. Toutefois, sans parler du contraste entre la rigueur de la méthode et le défaut de précision des données qui, la plupart du temps, servent de base aux calculs, on suppose alors que ce point de départ est nettement circonscrit dans la profondeur. Or, cette hypothèse est loin d'être démontrée : il paraît beaucoup plus probable, au contraire, que des ruptures d'équilibre ou de brusques déplacements se produisent dans l'écorce terrestre en affectant simultanément des surfaces très étendues. Et, de fait, les observations qui tendent à établir cette simultanéité des secousses vont en se multipliant tous les jours ; ainsi, Whitney considère comme démontré que, lors du tremblement de terre si remarquable d'Owen's Valley, sur le versant oriental de la Sierra Nevada de Californie (26 mars 1872), la secousse principale se fit sentir au même instant sur toute la distance comprise entre le 34e et le 38e degré de latitude, parallèlement à la direction de la Sierra ; par contre, l'ondulation latérale atteignit le centre de la vallée du San Joaquin au bout de deux à trois minutes, celui de la vallée du Sacramento au bout de trois à quatre minutes et la côte, entre San Francisco et Los Angeles, au bout de quatre à cinq minutes seulement[1].

De même, lorsque, le 2 mars 1878, tout le haut Pandjab fut ébranlé avec les régions adjacentes, de Bannu, Kohat, Peshawar et Rawalpindi jusqu'à Lahore et Ferozpur et jusqu'au delà de Simla, il fut impossible à Wynne de relever des différences appréciables pour l'heure à laquelle se produisit le phénomène, bien que la distance entre les points extrêmes affectés soit, à vol d'oiseau, de 732 kilomètres et que la structure du sous-sol dans l'intervalle soit très variée[2].

Heim a également démontré, pour plusieurs séismes alpins, la production simultanée de la secousse sur de grandes distances.

Le tremblement de terre du 4 juillet 1880 se fit sentir depuis la plaine du Pò, à travers toute la largeur des Alpes, jusque dans la Forêt-Noire. Le plus grand diamètre de l'aire affectée mesurait en-

1. J. D. Whitney, *The Owen's Valley Earthquake of March* 26, 1872 (Overland Monthly for Aug. and Sept. 1872, p. 273).

2. A. B. Wynne, *Notes on the Earthquake in the Punjab of March* 2d, 1878 (Journ. Asiatic Soc. Bengal, XLVII, part 2, 1878, p. 131-140).

viron 305 kilomètres du sud au nord, entre Verceil et Lenzkirch; dans le sens perpendiculaire, de Genève ou Annecy à Poschiavo ou à Coire, l'écart est à peu près de 280 kilomètres. Voici les heures auxquelles les secousses ont été observées :

Zürich	9 h. 20 m.
Wattwyl (Toggenburg)	9 h. 19 m. 40 s.
Einsiedeln	9 h. 20 m. 30 s.
Andermatt	9 h. 20 m. 47 s.
Airolo	9 h. 21 m. 3 s.
Faido (Tessin)	9 h. 20 m. 3 s.
San Bernardino	9 h. 19 m. 30 s.
Brigue (Valais)	9 h. 19 m. 40 s.
Saint-Léonard, près Sion (Valais)	9 h. 20 m. 35 s.
Genève	9 h. 20 m. 4 s.
Lugano	9 h. 19 m.

Heim en conclut que la cause du tremblement de terre du 4 juillet 1880 ne peut être que le mouvement simultané et intermittent, par saccades, d'une portion très étendue de l'écorce terrestre, et non un choc local et violent[1].

Ainsi, trois observateurs sont arrivés, chacun de leur côté, dans des parties du monde différentes, au même résultat. —

Or, depuis que l'on s'est mis à prêter une plus grande attention à ces phénomènes, et que les progrès de l'instruction, joints au développement de la presse, ont permis d'étendre dans une si large mesure le territoire sur lequel portent les observations, on constate que, dans l'Europe centrale, les mouvements séismiques sont infiniment plus fréquents qu'on ne le supposait autrefois. C'est ainsi que Heim n'a pas signalé moins de 69 secousses ressenties dans les Alpes de la Suisse, pour la seule période de 14 mois comprise entre l'organisation systématique des observations dans ce pays, en novembre 1879, et la fin de l'année 1880. Les tremblements de terre sont beaucoup plus nombreux encore dans d'autres parties du globe, par exemple au Japon, où Milne a compté dans la région comprise entre Tokio et Kamaishi, du 19 octobre au 31 décembre 1881, c'est-à-dire pour une période de 73 jours, 36 tremblements de terre différents[2]. Il en est de même sans doute dans d'autres contrées volcaniques, et ceci ne s'applique pas seulement à des phases

1. Alb. Heim, *Die schweizerischen Erdbeben vom November* 1879 *bis Ende* 1880; *nach den von den Erdbeben-Commission gesammelten Berichten*, in-4°, Bern, 1881, p. 18-20.

2. J. Milne, *The distribution of seismic Activity in Japan* (Trans. Seismol. Soc. of Japan, IV, 1882, p. 30).

passagères, pendant lesquelles l'activité séismique serait particulièrement intense : il semble au contraire, autant du moins que nous pouvons en juger, que ce soit là un état de choses assez normal. De plus, il ne s'agit, dans l'espèce, que de secousses dont la production peut être constatée sans le secours d'instruments spéciaux. Certains observateurs en sont arrivés à admettre que le repos apparent de l'écorce terrestre, dans beaucoup de régions, n'est qu'une illusion, due aux lacunes des observations : avec des instruments suffisamment sensibles, on constate que ces régions sont dans un état de mouvement continuel [1]; quelques-uns ont même cru reconnaître, à travers la masse entière de la planète, l'effet des tremblements de terre de l'Amérique du Sud dans les oscillations des instruments à l'observatoire de Poulkovo [2].

Dans ce domaine comme ailleurs, on ne peut attendre un progrès réel que de l'observation aussi minutieuse que possible des phénomènes eux-mêmes. Les secousses d'une intensité moyenne, où il n'y a ni terreur, ni dommage sérieux, ou bien où les dégâts n'affectent qu'une aire très limitée, peuvent donner lieu à des études tout aussi profitables pour la science que les catastrophes les plus terribles. Il faut qu'il y ait, dans le pays où l'on veut se livrer à ces recherches, un nombre suffisant d'observateurs intelligents, et que la structure de la contrée soit connue dans ses traits principaux. Comme d'ailleurs les mouvements peuvent être de nature très diverse et que les causes d'erreur sont nombreuses, il est nécessaire d'étudier le plus grand nombre possible de secousses ayant affecté une région bien définie. Ces recherches supposent donc une division du travail, organisée et préparée à l'avance.

Par bonheur, on s'est mis à l'œuvre dans cette voie, depuis quelques années, en différents pays. La Commission séismologique suisse promet, à en juger par les rapports qu'elle a déjà fait paraître, de fournir des matériaux très importants. Dans les Alpes Orientales, en Italie et au Japon, on s'occupe activement de ces études; tout porte à croire que, d'ici à un petit nombre d'années, il sera possible d'aborder l'examen des rapports qui existent entre la structure de l'écorce terrestre et ses mouvements avec bien plus de sûreté que je ne puis essayer de le faire dans les chapitres suivants.

Certains résultats paraissent, toutefois, pouvoir être considérés dès à présent comme bien établis. Nous avons choisi quatre exemples de régions ébranlées, où la nature des secousses est différente.

1. M. de Rossi, *Meteorologia endogena*, in-8°, vol. II, 1882 : *Microsismologia*.
2. Nyrèn, Bull. Acad. Sc. St.-Pétersbourg, XXIV, 1878, p. 568.

Le premier nous est fourni par les *Alpes du Nord-Est*, où il n'y a point de volcans ; c'est grâce à la concordance particulière des observations qu'il a été possible de formuler une conclusion, après quelques années seulement d'études.

Le second exemple est l'*Italie méridionale*, où il y a des volcans, mais où ces volcans ne sont pas alignés en séries ; cependant le lien entre les deux ordres de phénomènes y est manifeste.

Le troisième exemple correspond à l'*Amérique Centrale*. Les tremblements de terre y sont fréquents, mais on les connaît mal. Néanmoins, la disposition particulière des volcans trahit, à défaut de données sur ces mouvements, l'emplacement des grands accidents du sol.

Le quatrième exemple concerne certains événements qui ont eu la *côte occidentale de l'Amérique du Sud* pour théâtre. Il s'agit du soulèvement intermittent de la terre ferme, qui, d'après certains auteurs dont le nom fait autorité, aurait accompagné quelques-uns des tremblements de terre si fréquents dans ce pays.

A. — LES ALPES DU NORD-EST

Une falaise presque ininterrompue court, en formant le bord ouest du Bayerwald, dans la direction de Passau, traverse en ce point le Danube, recule en aval de Linz sur la rive nord, franchit de nouveau le fleuve entre Grein et Krems pour se maintenir de ce côté presque jusqu'à St. Pölten, et tourne enfin vers le nord-est par Maissau et Znaim, en se dirigeant sur Brünn. C'est la limite, nettement indiquée, du massif de la Bohême. En arrière se trouvent les plateaux boisés et humides qui forment la partie septentrionale de la Haute-Autriche et, dans la Basse-Autriche, la région connue sous le nom de *Waldviertel*, puis le Manhart et le Nord-Ouest de la Moravie, représentant la portion extérieure du plateau qui s'étend ensuite sur une grande partie du Sud de la Bohême. Du granite, du gneiss et des schistes anciens constituent presque exclusivement ce territoire élevé.

Au pied de la falaise s'étend la plaine qui sépare des Alpes le massif de la Bohême ; le Danube lui appartient, sauf quand il préfère, ce qui lui arrive quelquefois, s'encaisser dans les masses rocheuses que projette vers le sud l'antique plateau cristallin. Cette plaine, fort large en Bavière, se rétrécit entre Ybbs et St. Pölten, puis s'élargit de nouveau dans la direction du nord-est.

Au nord de Brünn, les roches dévoniennes des Sudètes s'avan-

cent jusqu'à la lisière du massif; entre Leipnik et Weisskirchen, elles viennent toucher les zones externes des Carpathes.

Le bord des Alpes et des Carpathes dessine une courbe très continue, à part l'interruption des environs de Salzbourg et celle qui se produit près de Vienne, sur une grande longueur, entre le Bisamberg et le Marsgebirge en Moravie : dans cet intervalle, la zone externe n'est plus représentée que par quelques restes isolés. Cette

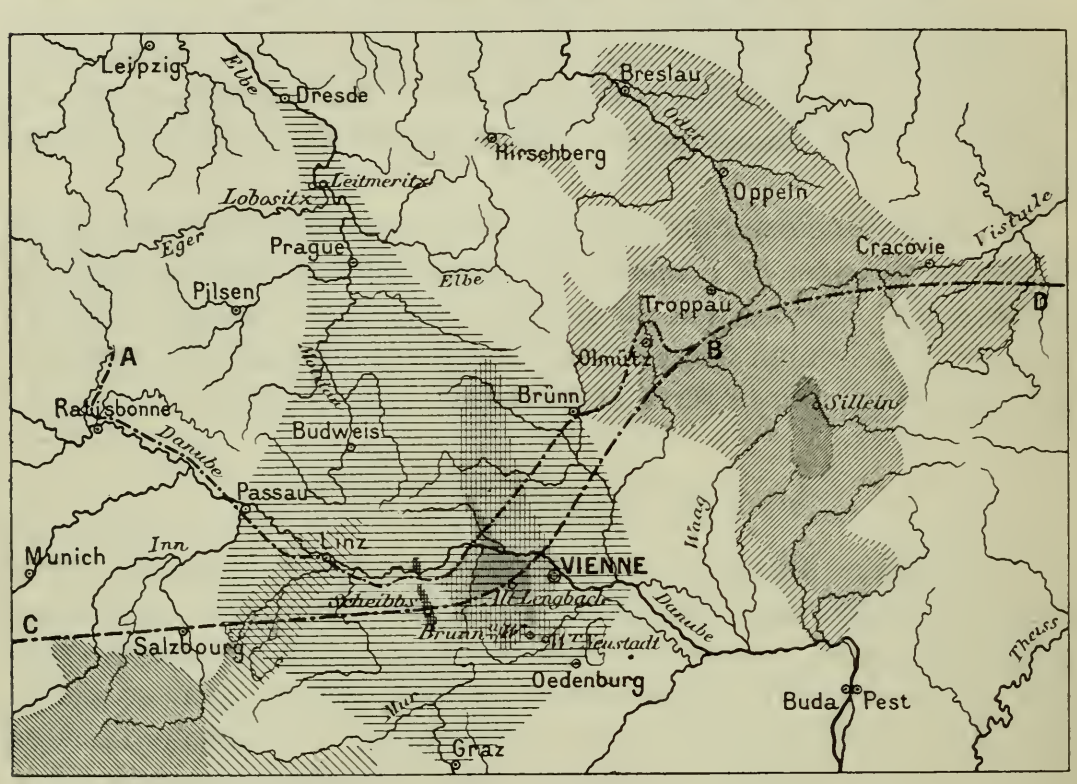


Fig. 8. — Tremblements de terre récents dans le Nord-Est des Alpes et l'Ouest des Carpathes.

A, B, Bord sud du massif de la Bohême et de la partie méridionale des Sudètes.
C, B, D, Bord septentrional des Alpes et des Carpathes. — B, Point de contact, près de Weisskirchen.

courbe passe par Laufen et Steyer, traverse le Danube à l'ouest de Klosterneuburg et se prolonge à l'est de Nikolsburg, dans la direction de Kremsier jusqu'au point déjà signalé où elle vient toucher le Dévonien, près de Leipnik et de Weisskirchen. L'arc se replie ensuite par Neutitschein et Kenty jusque vers Wieliczka, où les collines des environs de Cracovie lui font face.

Lorsque cette bordure ne présente pas d'interruptions résultant d'effondrements postérieurs, elle forme dans le paysage un trait aussi nettement accusé que la lisière du plateau. La pente du terrain n'est pas aussi forte que sur le bord du massif ancien, et des vallées transversales en altèrent plus souvent la continuité; le

sol y est plus boisé encore et, en arrière, des montagnes se dressent en chaînons successifs à des hauteurs bien plus considérables et avec des silhouettes incomparablement plus variées que ce n'est le cas pour le plateau très monotone de la Bohême.

Le contraste que présentent dans leur structure et dans leur échelle stratigraphique ces deux systèmes de montagnes est extrêmement tranché, et la plaine étroite qui les sépare nous masque sans doute l'une des zones de dislocation les plus remarquables de notre continent.

Or, les principaux tremblements de terre de la bordure extérieure des Alpes, ceux du moins que l'on a pu étudier dans les temps modernes, semblent avoir une tendance à se propager à travers cette zone séparative, jusque dans l'intérieur du massif ancien.

Le *tremblement de terre de Sillein* (15 janvier 1858) a atteint son maximum dans la haute vallée de la Waag, dans une aire grossièrement elliptique allongée à peu près du N. au S., à l'intérieur de laquelle se dresse le massif granitique du mont Minčov. La zone d'ébranlement, de plus en plus rétrécie vers le sud, s'est étendue jusqu'à Gran sur le Danube. Les secousses se sont fait sentir vers l'est jusqu'à Tarnow et vers l'ouest jusqu'à Brünn, en se propageant d'une façon irrégulière à travers certaines parties du Riesengebirge et une grande partie des Sudètes; vers le nord, elles ont atteint Trebnitz, au nord de Breslau[1].

Bien que ce séisme ait eu son centre à l'intérieur des Carpathes, l'ébranlement ne s'est pas seulement propagé à travers la série des chaînons successifs, la plaine, et les montagnes opposées, c'est-à-dire le Riesengebirge et les Sudètes : une partie très notable de l'aire affectée par les secousses se trouve en dehors des Carpathes, et son grand axe est perpendiculaire à la direction de la chaîne.

Le *tremblement de terre de Neulengbach* dans la Basse-Autriche (3 janvier 1873) s'est fait sentir avec le plus de violence au voisinage de la bordure extérieure des Alpes. Le maximum se trouvait près du Hummelhof non loin de Neulengbach, tout contre la lisière extérieure de la zone du Flysch. La limite des mouvements verticaux et des secousses sérieuses circonscrit une région en forme de croix, dont les deux bras se trouveraient entre Königstetten et

1. L. H. Jeitteles, *Bericht über d. Erdbeben am* 15. *Januar* 1858 *in den Karpathen und Sudeten* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, XXXV, 1859, p. 511-592, carte); Jul. Schmidt, *Untersuchungen über d. Erdbeben vom* 15. *Jänner* 1858 (Mittheil. Geogr. Gesellsch. Wien, II, 1858, p. 131-203, carte); A. Kornhuber, *Erdbeben vom* 15. *Januar* 1858, *besonders rücksichtlich seiner Verbreitung in Ungarn* (Bericht des Vereins f. Naturk. in Pressburg, III, 1858, p. 23-54).

Pyhra, près du bord de la zone du Flysch; à angle droit sur cette direction, le grand axe s'étend vers l'intérieur des Alpes, c'est-à-dire jusqu'à Hornstein au sud-est, tandis que la branche opposée s'avance bien plus loin encore dans la direction du nord-ouest, traverse le Danube près de Preuwitz et pénètre par la vallée de la Kamp dans la région granitique jusqu'à Wildberg près de Messern. La limite extrême des secousses ne dépasse guère Hornstein, du côté des Alpes, tandis que, vers le nord-ouest, elle s'étend beaucoup plus loin, jusqu'à Meseritsch et Trebitsch en Moravie.

Ici encore, l'axe de l'aire d'ébranlement est perpendiculaire à la direction de la chaîne, et la plus grande partie de cette aire est située en dehors des Alpes, avec une sorte de langue étroite, pénétrant à l'intérieur du plateau granitique. Nous avons donc affaire à une secousse partant de la bordure des Alpes pour se propager dans le massif bohémien, qui lui fait face.

Le phénomène s'est reproduit dans la même localité, le 12 juin 1874, mais avec une intensité moindre; cette fois, le choc atteignit Raabs au nord-ouest, et, au sud-est, Klausen-Leopoldsdorf; les secousses se sont donc encore propagées dans le granite, au delà de la plaine, beaucoup plus loin que du côté des Alpes, où elles n'ont dépassé nulle part la zone du Flysch.

Or, on remarque que cette même localité et cette même ligne de propagation ont déjà été autrefois, à plusieurs reprises, le siège de violentes secousses, le maximum se trouvant tantôt sur le bord des Alpes près de Lengbach, tantôt dans l'intérieur de la chaîne près de Brunn (non loin de Wiener Neustadt), à l'intersection de cette ligne séismique avec la ligne des sources thermales qui, à partir de Neustadt, marque la limite de l'effondrement alpin jusqu'aux environs de Vienne. Toutefois, on n'a jamais constaté que cette ligne séismique se prolongeât vers le sud au delà de ce bassin d'effondrement, qui est recouvert par des dépôts tertiaires et des cônes de déjection aplatis dont les matériaux viennent des Alpes. Au contraire, les secousses qui se sont fait sentir le long de cette ligne se sont toujours propagées vers le nord-ouest, dans le massif de la Bohême, plus ou moins loin d'ailleurs, suivant l'intensité du tremblement de terre, mais très souvent jusqu'au delà de Prague, tandis que leur extension était chaque fois beaucoup moindre du côté des Alpes, le phénomène se terminant, dans le remplissage de l'effondrement, près de Neustadt, par des bouleversements locaux, mais souvent destructeurs.

Le tremblement de terre qui se fit sentir le long de cette ligne

le 29 juin 1590 atteignit Iglau; celui du 15 septembre 1590, le plus violent de tous ceux dont l'histoire ait gardé le souvenir dans cette partie des Alpes, atteignit aussi son maximum près de Neulengbach, dépassa Iglau en conservant une grande intensité à Prague, et fut même encore très sensible à Leitmeritz. Le 27 février 1768, la secousse principale se produisit à Brunn, sur la ligne des sources thermales, et Neustadt éprouva de sérieux dégâts; l'ébranlement se propagea au nord-ouest suivant la ligne précitée et dépassa Iglau.

Ces exemples suffisent pour mettre en lumière le rôle joué par cette ligne, dite *ligne de la Kamp*, dans les tremblements de terre qui ébranlent la région, et la façon dont les phénomènes se répètent, toujours avec des caractères identiques, à chaque secousse nouvelle[1].

Quand, le 14 mars 1837, sur le bord sud de l'effondrement de Neustadt, en dehors de la ligne de la Kamp, eut lieu le violent *tremblement de terre de Mürzzuschlag et du Semmering*, les allures de la zone ébranlée restèrent les mêmes : on ne put suivre, en effet, vers le sud la trace des mouvements que jusqu'à Bruck sur la Mur, tandis qu'on les observait vers le nord au delà de Prague, jusqu'à Alt-Bunzlau[2].

Plus à l'ouest, un tremblement de terre assez violent se fit sentir le 17 juillet 1876 aux environs de *Scheibbs*, dans la Basse-Autriche; comme à Lengbach, le maximum se trouvait dans le voisinage immédiat de la bordure des Alpes, et la secousse fut très forte à l'intérieur d'une aire allongée et étroite, s'étendant de Scheibbs au S. S. E. jusqu'à Kindberg en Styrie et au N.N.W. jusqu'à Persenbeug, sur le bord du massif de la Bohême. L'aire d'ébranlement total affectait la forme d'une poire ou d'une bouteille; elle était limitée, en effet, par les points suivants : Graz, à l'intérieur des Alpes; vers l'est, Presbourg; vers l'ouest, Mondsee et Passau; vers le nord, où elle allait en se rétrécissant graduellement, Dresde. Encore à Lobositz, sur l'Elbe, les cloches se mirent à sonner[3].

Ce tremblement de terre s'est donc propagé, de même que les précédents, perpendiculairement à la direction des Alpes, et il a atteint la Saxe, à travers toute la largeur du massif de la Bohême.

1. *Die Erdbeben Nieder-Oesterreichs* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XXXIII, Abth. 1, 1874, p. 61-98, 2 cartes).

2. La source principale pour ce tremblement de terre est une note dans les Annalen d. Phys. Chem. de Poggendorff, XLII, 1837, p. 685-690.

3. D'après des renseignements encore inédits.

Dans tous ces exemples, c'est-à-dire dans tous les tremblements ayant eu pour point de départ cette partie du système des Alpes et dont l'aire d'extension soit bien connue, les secousses, sauf pour un petit nombre de séismes très localisés et sans importance, se sont produites perpendiculairement à la direction de la chaîne; elles paraissent toujours avoir suivi de préférence une ligne plus ou moins nettement définie; à plusieurs reprises, et avec une intensité variable, des secousses se sont fait sentir sur la même ligne, et, chaque fois, l'ébranlement s'est propagé à une plus grande distance vers le nord, dans le plateau archéen adjacent, que vers le sud, dans la chaîne plissée où il avait pris naissance.

La raison de ces coïncidences reste aujourd'hui encore inconnue; néanmoins, il me semble permis de penser que toutes ces secousses ont une commune origine et que la force qui se manifeste par ces tremblements de terre est toujours présente, mais ne se traduit au dehors que de temps à autre.

Si l'on pénètre plus avant dans l'intérieur des Alpes, on se heurte à des complications extraordinaires. Le *tremblement de terre de Bellune* (29 juin 1873), quoique partant du bord méridional des Alpes, s'est, comme dans les exemples précédents, propagé à travers toute la largeur de la chaîne et a même atteint par Linz et Freistadt le plateau archéen[1].

R. Hörnes a essayé de prouver qu'il existe au pied sud des Alpes Orientales, du lac de Garde jusqu'au delà de Fiume, une zone où les tremblements de terre sont fréquents : il y aurait là comme une ligne périphérique, à partir de laquelle un grand nombre de lignes séismiques transversales pénétreraient dans l'intérieur des Alpes[2]. H. Höfer, par l'étude des tremblements de terre de la Carinthie, est arrivé à la conception d'un réseau de lignes d'une grande longueur, dont une partie épouseraient la direction de la chaîne[3]; mais ce tronçon des Alpes, comme on le verra plus loin, possède précisément une structure très compliquée; et des recherches plus détaillées permettront seules de décider quelle est celle de ces deux hypothèses qui se rapproche le plus de la vérité.

Les observateurs modernes sont d'accord pour admettre que, dans ces tremblements de terre transversaux, il y a un déplacement

1. Bittner, *Beiträge zur Kenntniss des Erdbebens von Belluno vom* 29. *Juni* 1873 (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXIX, 1874, Abth. 2, p. 546).

2. R. Hoernes, *Erdbebenstudien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVIII, 1878, p. 387-448, carte).

3. H. Hoefer, *Die Erdbeben Kärntens und deren Stosslinien* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XLII, 2. Abth., 1880, p. 1-90, 3 cartes).

relatif des voussoirs, dans le sens horizontal, par saccades. La nature du mouvement implique des surfaces voisines de la verticale, orientées perpendiculairement à la direction des chaînes; c'est là une forme de dislocation alpine que nous désignerons plus loin sous le nom de décrochement ou *Blatt*. Dans le sud, Hörnes a cherché à mettre le tremblement de terre de Bellune en rapport direct avec des surfaces de décrochement de ce genre[1]. Bittner a insisté sur le parallélisme entre les nombreux décrochements de l'extrémité nord-est des Alpes, qui sont dirigés N. 15° W., et la ligne de la Kamp[2]. Mais il n'est pas nécessaire d'admettre pour cela que ces décrochements se prolongent jusque dans le massif archéen lui-même : l'allongement si remarquable des aires d'ébranlement vers le nord peut, en effet, résulter seulement d'un phénomène de transmission : ce ne serait alors qu'un indice de la direction des secousses, se propageant *des Alpes vers l'extérieur*.

B. — L'ITALIE MÉRIDIONALE

Lorsque, du sommet de l'un des volcans lipariques, l'on dirige ses regards vers le continent ou vers la côte septentrionale de la

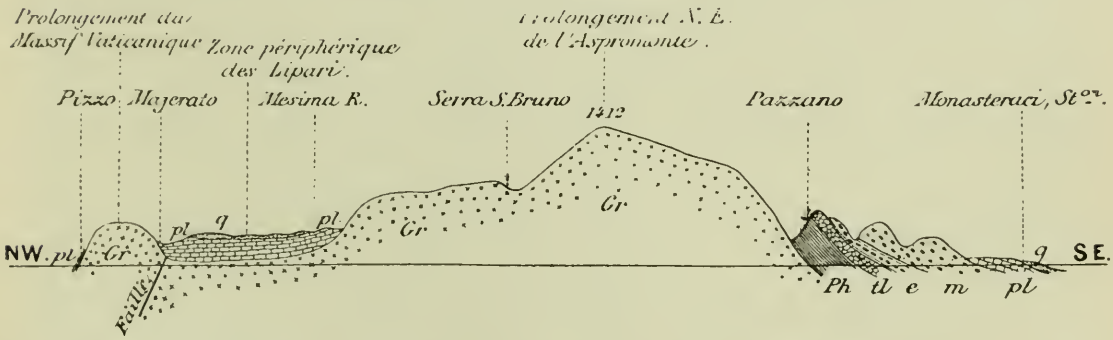


Fig. 9. — Coupe à travers la Calabre, d'après E. Cortese (*Boll. R. Com. Geol. d'Italia*, XIV, 1883, pl. V, fig. 2).

q = Quaternaire. *pl* = Pliocène. *m* = Miocène. *e* = Eocène. *tl* = Trias et Lias. *Ph* = Schistes anciens *Gr* = Granite, Gneiss, etc.
Échelle : longueurs = 1 : 500.000. ; hauteurs = 1 : 100.000.

Sicile, l'on se voit entouré de massifs de roches primitives, coupés d'une manière abrupte. Des gneiss ou des granites forment la plus

1. R. Hoernes, *Das Erdbeben von Belluno am 29. Juni 1873* (Mittheil. d. Naturw. Vereins f. Steiermark, 1877, p. 34-45); et diverses autres publications du même auteur.
2. A. Bittner, *Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich*. Mit Unterstützung Sr. k. Hoh. des Erzh. Leopold herausgegeben von M. A. Becker, in-4°, I, 1882, p. 308.

Fig. 10. — L'Etna vu du nord-est, d'après un croquis de l'auteur (*Die Erdbeben des südlichen Italien*, pl. I, fig. 1).
T = Dolomies triasiques; L = Lias; J = Tithonique et Néocomien; E = Eocène (Flysch); M = Miocène; V = Formations volcaniques; *aa* = Faille.

grande partie de ces rochers, et les zones de schistes et de terrains plus récents qui leur succèdent, jusqu'au Flysch, se trouvent sur le versant tournant le dos aux îles Lipari.

Au nord-est, c'est le Monte Cocuzzo, qui tourne ses escarpements vers la mer Tyrrhénienne; un lambeau de calcaire transgressif en couronne le sommet; vers l'intérieur, la vallée longitudinale du Crati sépare le Cocuzzo du puissant noyau montagneux de la Sila. — A l'est, on aperçoit les hauteurs gneissiques du cap Vaticano et les falaises granitiques de Scylla, fragments effondrés de l'Aspromonte, lequel se dresse brusquement en arrière, et dont le versant oriental, incliné vers la mer Ionienne, est revêtu de dépôts plus récents. — Au sud enfin, le long de la côte de Sicile, les bords de l'ancien massif Péloritain font face aux Lipari; les granites les plus anciens affleurent dans la partie nord-est de l'île, tandis qu'à l'opposé, sur les pentes tournées vers l'Etna, les zones plus récentes de l'Aspromonte se prolongent en changeant de direction (fig. 10).

Ainsi, l'Aspromonte, les collines Vaticaniques, les rochers de Scylla et le massif Péloritain représentent tout simplement les débris d'une chaîne autrefois continue, que recoupe aujour-

d'hui le détroit de Messine, et dont la fracture principale, à l'ouest de l'Aspromonte, fait face aux Lipari[1].

C'est le long de cette cassure que l'activité séismique s'est fait sentir pendant plusieurs mois en 1783, avec déplacements réitérés de l'épicentre. Le début de ces événements semble avoir été marqué, dès 1780, par une éruption de l'Etna, que suivirent près d'Ali et de Fiume di Niso, sur la côte de Sicile, de violentes secousses locales; puis eut lieu une éruption de Vulcano, et, le 5 février 1783, se produisit la première grande secousse le long de la fracture de l'Aspromonte, près d'Oppido et de Santa Cristina : on vit alors les dépôts tertiaires récents se détacher de leur base en laissant s'ouvrir une fente longue et profonde. L'ébranlement se propagea vers le sud, l'ouest et le nord, mais fort peu dans la direction de l'est, c'est-à-dire au delà du rebord de la faille. Dans l'espace de quelques semaines, l'épicentre se déplaça insensiblement par Soriano et Polia jusqu'à Girifalco, près de l'extrémité septentrionale de la cassure, pour revenir ensuite à Radicena près d'Oppido, c'est-à-dire au voisinage du point de départ. Le long de la côte, il ne s'est point produit de modifications permanentes, en dehors des grands glissements survenus dans le port de Messine.

Une comparaison avec d'autres secousses, ayant eu également le sud du bassin de la mer Tyrrhénienne pour théâtre, permet de reconnaître que la ligne de 1783 fait partie d'une vaste courbe, disposée en arc de cercle, qui enveloppe à l'est et au sud les îles Lipari et qui est caractérisée par de nombreux tremblements de terre. Cette courbe emprunte, à l'est du Monte Cocuzzo, la vallée du Crati, en passant par Luzzi près de Bisignano, Cosenza, Donnici et San Stefano près de Rogliano, d'où elle se dirige sur Girifalco, puis le long de la dislocation de l'Aspromonte par Pezzoni, Soriano, Terranova, Oppido et Santa Cristina, enfin, de l'autre côté du détroit, au sud du massif Péloritain, par Ali jusqu'à l'Etna, d'où l'accident doit se prolonger par Bronte et Nicosia vers les Madonie.

Outre cette ligne périphérique, on connaît dans la région beaucoup d'autres lignes séismiques disposées d'une manière rayon-

1. *Die Erdbeben des südlichen Italien* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XXXIV, Abth. 1, 1875, p. 1-32). D'importantes additions à l'esquisse de la structure géologique donnée dans ce mémoire se trouvent dans L. Burgerstein et F. Noë, *Geologische Beobachtungen im südlichen Calabrien* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXXI, Abth. 1, 1880, p. 134, carte et coupes); dans la monographie détaillée des dépôts récents de G. Seguenza, *Le formazioni terziarie nella provincia di Reggio* (Atti della R. Accad. de Lincei, ser. 3ª, VI, 1880); et dans E. Cortese, *Sulla formazione dello stretto di Messina* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, XIII, 1882, p. 4-39, pl. I, II). [Voir ci-dessous, p. 283-286.]

nante autour des îles Lipari; les secousses paraissent presque toujours s'y propager vers l'extérieur, en partant d'un point commun de divergence comme centre; quelques-unes de ces lignes radiales croisent la grande cassure périphérique et se prolongent après l'avoir traversée; d'autres, au contraire, notamment dans le voisinage de l'Aspromonte, s'arrêtent en l'atteignant. Elles se dirigent : vers le

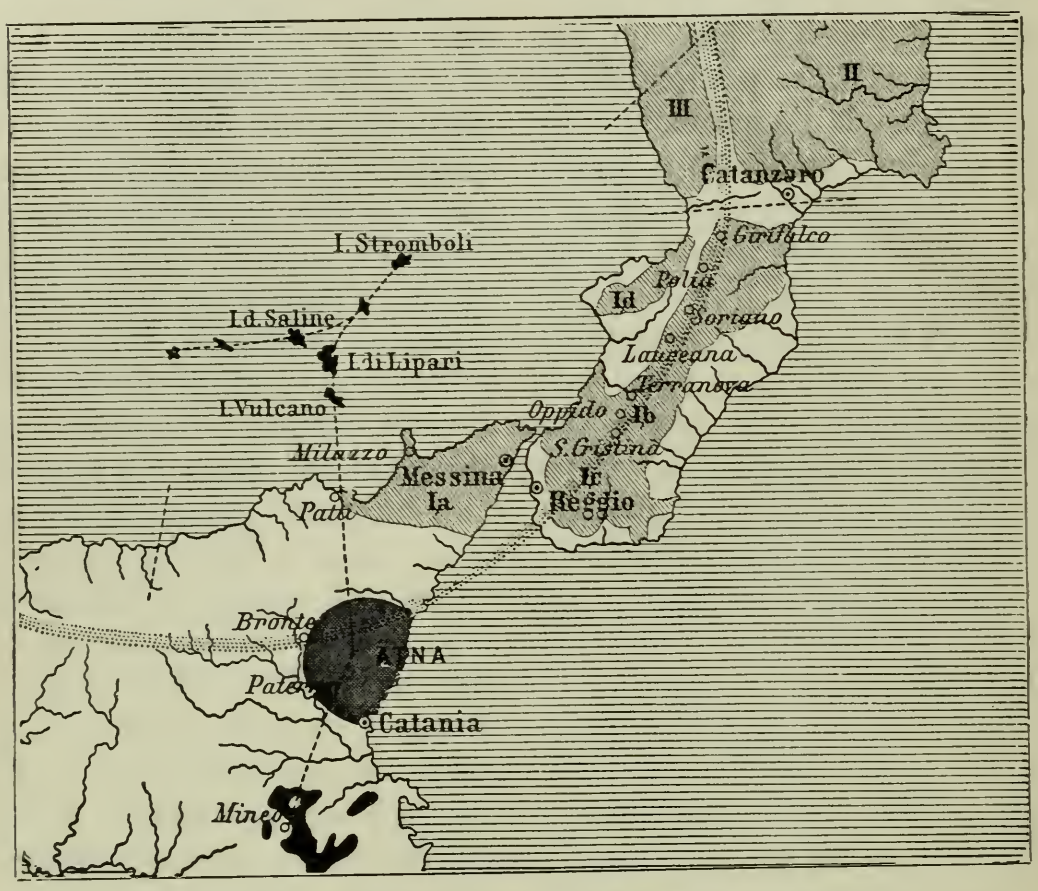


Fig. 11. — Ligne périphérique des Lipari. — Échelle de 1 : 3.000.000. environ.

Les terrains volcaniques sont représentés par un grisé, les terrains anciens (granite, gneiss et schistes) par des hachures obliques. — I. Fragment du massif de l'Aspromonte (Ia, Monts Péloritains; Ib et Ic, Aspromonte; à l'ouest, fragments de Scylla; Id, Fragment vaticanique). — II, Massif de la Sila. — III, Massif du Monte Cocuzzo (effondré vers la mer).

N.E., d'Amantea à travers toute la Calabre, au delà de la ligne périphérique, jusqu'à Rossano, sur la côte orientale; vers l'E.N.E., du golfe de Santa Eufemia jusqu'au delà de Catanzaro, également sur la mer Ionienne; vers le S., de Vulcano à l'Etna puis, vers le S.S.W., à Mineo; enfin, vers le S.W., par Palerme, vers Favignana.

L'arc en question a un rayon de 90 à 100 kilomètres environ; les massifs du Cocuzzo, du cap Vaticano, de Scylla et des monts Péloritains sont situés à l'intérieur, la Sila et l'Aspromonte restent

en dehors. Les lignes radiales convergent sur les Lipari. Or, Fr. Hoffmann a montré, dès 1832[1], et cette observation a récemment été confirmée par Judd[2], qu'au milieu de l'archipel, au sud du Stromboli, en un point que nous pouvons regarder comme coïncidant avec le centre de la ligne périphérique, il existe un groupe d'îlots et de récifs dont la structure diffère complètement de celle des autres îles : tandis que, dans ces dernières, des cratères grands et petits s'élèvent comme les signes d'autant de bouches d'érup-

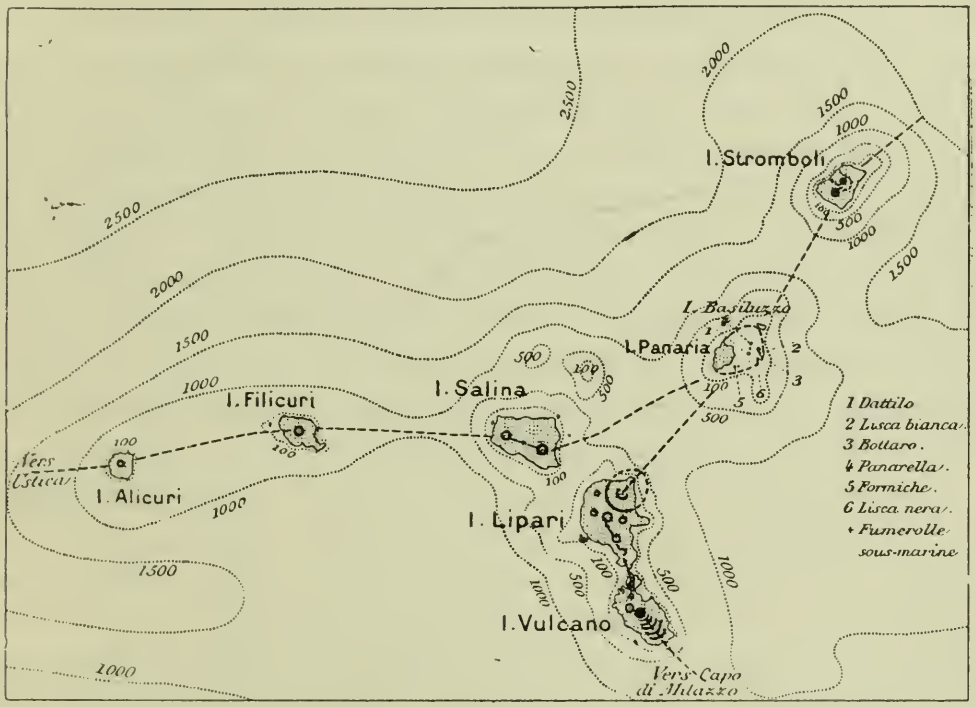


Fig. 12. — Carte des Iles Eoliennes ou Lipari (d'après Judd).

● Cratères en activité; ○ Cratères éteints; --- Direction des fissures volcaniques.
Échelle de 1 : 1.000.000. Les profondeurs ont été ajoutées d'après la carte de l'*Istituto Geografico Militare*.

tion distinctes, ce groupe d'écueils n'est constitué en effet, dans son ensemble, que par les débris d'un vaste cratère unique, dans lequel Hoffmann voit le cratère central des Lipari.

De ce groupe, disposé d'une manière grossièrement circulaire et formé des îles et récifs de Panaria, Basiluzzo, Dattilo, Lisca Bianca (où se trouve une fumerolle sous-marine), puis de Bottaro, Panarella, les Formiche et Lisca Nera, partent, d'après Hoffmann

1. Fr. Hoffmann, *Ueber die geognostische Beschaffenheit der Liparischen Inseln, Schreiben an Herrn* L. von Buch (Poggendorff's Annalen Phys. Chem., XXVI, 1832, p. 81-88, pl. IV.)

2. J. W. Judd, *Contributions to the Study of Volcanos* (Geol. Mag., Dec., 2, II, 1875, p. 4 et 214, carte, p. 7). Voir aussi Cortese, *Sulla Costituzione geologica dell' Isola di Lipari* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, XII, 1881, p. 502).

et Judd, trois lignes radiales, sur lesquelles se greffent les points d'éruption des Lipari : la première se dirige vers l'W.S.W. en passant par Salina, Filicuri et Alicuri, la seconde, d'abord vers le S.S.W. jusqu'à l'île Lipari, puis vers le S.E. par Vulcano à la solfatare du cap Calava, la troisième enfin vers le N.N.E., en passant par le Stromboli.

Or, si l'on compare ces alignements volcaniques, dont Hoffmann figurait déjà l'allure sur une carte, avec le réseau des lignes obtenues en se basant exclusivement sur les données séismiques, on ne peut guère s'empêcher de conclure qu'il y a un rapport très étroit entre ces lignes volcaniques radiales et les lignes séismiques radiales. Au reste, des observateurs dignes de foi ont déjà constaté, à plusieurs reprises, une coïncidence entre l'augmentation d'activité du Stromboli et les tremblements de terre de Calabre; cette remarque a été faite par Athanase Kircher en 1638[1], puis par le comte Ippolito[2], par Grimaldi[3] et par la plupart des témoins du grand tremblement de terre de 1783. De même, Ferrara a cherché à montrer, au moyen de nombreux exemples, qu'il y a coïncidence entre les éruptions des Lipari et les secousses ressenties sur la côte septentrionale de la Sicile[4].

L'on est ainsi conduit à admettre que, dans l'aire limitée par la ligne périphérique de 1783, l'*écorce terrestre s'affaisse en forme de cuvette, et qu'il se produit en même temps des failles radiales, venant converger sur les îles Lipari.* Ces lignes convergentes sont, au voisinage de ce centre, garnies de bouches d'éruption. Chaque rupture d'équilibre des divers voussoirs détermine un accroissement d'activité volcanique dans les îles, et des secousses séismiques sur le continent ou en Sicile.

Si jamais ce phénomène d'affaissement poursuit sa marche, les collines gneissiques du cap Vaticano, les montagnes de granite de Scylla et une bonne partie du massif Péloritain avec les Madonie s'enfonceront sous les flots de la mer Tyrrhénienne, qui alors, après disparition complète de la bordure tertiaire, baignera le pied de la grande faille de l'Aspromonte, comme elle le fait aujourd'hui pour la cassure bordière du Monte Cocuzzo. Le détroit de Messine apparaîtra élargi, et c'est tout au plus s'il restera

1. Ath. Kircheri *Mundus subterraneus*, Praef. et p. 240.
2. Cte Ippolito, cité par Hamilton (Phil. Trans., 1783, p. 213 et suiv.).
3. Grimaldi, *Descrizione de' Tremuoti accad. nelle Calabrie nel* 1783, in-8°, Napoli, 1784, p. 46.
4. Ferrara, *Memoria sopra i Tremuoti della Sicilia in Marzo* 1823, in-8°, Palermo, 1823; en particulier p. 23, 32 et suiv.

entre Ali et Taormina un fragment isolé du coude décrit par les zones les plus récentes de l'Apennin, coude que l'on peut encore reconstituer actuellement à l'aide des débris de la chaîne ; ce promontoire oriental d'une Trinacrie très réduite se présentera au géologue comme un problème presque insoluble.

Des événements du même genre ont amené, à une époque antérieure, la séparation de la Sicile d'avec l'Afrique du Nord ; c'est ce que nous établirons dans un prochain chapitre. Pour le moment, il nous suffit de conclure des faits précédents que le rôle des fentes radiales, dans les effondrements dont le versant occidental de l'Apennin est le siège, n'est pas négligeable et que le grand nombre de bouches d'éruption qui caractérise les îles Lipari est dû, selon toute vraisemblance, à la convergence de ces lignes radiales et à leur entre-croisement au voisinage du centre. Peut-être le soubassement des champs phlégréens présente-t-il une disposition analogue ; la tendance au déplacement des points d'éruption devrait alors être mise en rapport avec la grande mobilité de la pointe terminale des voussoirs. Les volcans pérennes et isolés, aux proportions plus vastes, se trouvent plus près de la cassure bordière, peut-être aux points de croisement des fentes radiales et de cette faille-limite [1].

C. — L'AMÉRIQUE CENTRALE

Les volcans de l'Amérique centrale sont indépendants des montagnes ignivomes de Quito, comme aussi de l'arc de cercle que décrivent les volcans des Petites-Antilles, et de ceux du Mexique qui s'alignent de l'ouest à l'est à travers le continent. Ils commencent au Chiriqui, par 8°48′ de lat. N., se continuent suivant une direction N.W. jusqu'à la baie de Fonseca, puis légèrement W.N.W, jusqu'au Soconusco, en territoire mexicain.

1. C'est à dessein qu'il n'a pas été question du singulier système des fentes radiales, que Rossi a décrit comme divergeant à partir des monts Albains. J'accepte volontiers les résultats de cet observateur zélé, au sujet des mouvements qui se produisent le long des fentes, et aussi quelques-unes de ses observations, en particulier celle d'une cassure dans la vallée du Tibre à Rome même, cassure dont la présence a d'ailleurs été démontré par Ponzi. Mais, en se basant précisément sur les travaux de Ponzi, il ne me paraît guère possible d'en revenir à l'opinion de Breislak, d'après laquelle un volcan aurait existé sur l'emplacement du Forum ; et il semble beaucoup plus difficile encore d'admettre que l'on puisse déterminer avec quelque certitude, par la seule analyse des secousses, le tracé de lignes aussi rapprochées, surtout quand il s'agit d'une secousse unique, les ayant toutes affectées simultanément. Les lignes radiales de la Calabre sont fort éloignées les unes des autres et ont joué chacune à des dates très différentes (M. St. de Rossi, *Meteorologia endogena*, I, p. 200-238 ; Atti Accad. N. Lincei, 1873).

On pourrait donc les rapporter à deux alignements principaux qui se rejoindraient sous un angle obtus dans la baie de Fonseca; mais tous deux présentent cette particularité remarquable que les volcans, quelquefois géants, qui s'y dressent, se trouvent dans beaucoup de cas sur des fractures transversales très nettes. Tantôt il s'est formé un alignement transversal indépendant, de grandes dimensions, comme celui du Chiquimula, dans l'est du Guatémala; tantôt, c'est seulement la structure du sommet qui montre le déplacement du point d'éruption, à angle droit sur l'alignement principal. Cette tendance à l'abandon des anciens cratères est générale.

L'alignement principal, particulièrement à l'ouest de la baie de Fonseca, suit de très près la côte du Pacifique. Les lignes transversales, sur lesquelles l'activité volcanique se déplace, courent plus ou moins perpendiculairement à la côte; et, presque toujours, c'est le cratère le plus éloigné vers le sud-ouest, c'est-à-dire le plus rapproché du Pacifique, qui seul est en activité.

Le déplacement se fait donc sur des lignes de fracture transversales plus ou moins longues, dans la direction de l'Océan Pacifique. Ce phénomène est d'autant plus remarquable qu'il n'a absolument aucune relation visible avec la structure des fragments montagneux anciens existant dans cette région.

Au cratère le plus méridional, le Chiriqui, fait suite, en allant vers le nord-ouest, le Robalo, qui ne semble pas avoir été encore étudié d'une manière suffisante. L'alignement volcanique rencontre ici la Cordillère de Talamanca, formée de granite et de syénite. Des assises redressées et plissées d'âge miocène bordent vers le nord la zone granitique, et sur l'alignement des volcans se dresse, à 3 620 mètres, le Pico Blanco. On l'a considéré lui-même comme un volcan, jusqu'à ce que Gabb l'ait gravi et ait montré que son sommet est constitué par un filon de porphyre ancien, faisant saillie au milieu du granite décomposé[1].

Toutefois la ligne des volcans n'a pas été déviée par cette chaîne granitique : on en trouve, en effet, qui s'élèvent sur elle, comme le Monte Lyon et l'Ujum[2]. Viennent ensuite l'Irazu, le Turrialba, le Zurqui, le Barba et le Poas.

1. W. M. Gabb, *Notes on Costa Rica Geology* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., IX, 1875, p. 198-204, p. 320). Humboldt considère le Pico Blanco comme un cône de trachyte sans ouverture (*Kosmos*, IV, 1858, p. 307). M. Wagner le tient pour un volcan (*Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika*, in-8°, 1870, p. 323 et suiv.).

2. Une carte parue dans les Mittheilungen de Petermann, XXIII, 1877, pl. 18, donne une bonne représentation de la région qui comprend le Lyon et l'Ujum et le Pico Blanco. Pour le pays qui fait suite au nord, jusqu'au Nicaragua, on peut consulter la carte de Frantzius (Ibid., XV, 1869, pl. 5).

Le sommet du Turrialba est décrit par Seebach comme une arête montagneuse allant de l'E.N.E. à l'W.S.W., c'est-à-dire dans une direction perpendiculaire à celle de l'alignement volcanique. Il le considère aussi comme un type de ces volcans qui déplacent leur cratère suivant une direction déterminée. Le cratère le plus récent, et celui dont le fond est en même temps le plus déprimé, est situé à l'W.S.W.[1]. Gabb lui attribue une hauteur de 3461 mètres[2].

« J'ai trouvé dans le Poas, dit Seebach, le volcan le plus compliqué dont j'aie jamais ouï parler : un double volcan avec des axes d'activité se prolongeant linéairement... Il est remarquable, parmi tous les volcans de ce groupe, que lorsqu'ils s'alignent suivant une direction déterminée, ils sont disposés obliquement par rapport à la chaîne. Le Zurqui, le Rincon et l'Orosi font seuls exception[3]. »

La ligne des grands volcans atteint alors le rivage de l'Océan Pacifique et le suit. Là apparaissent, pour ne citer que quelques-uns des plus importants, le Cuipilapa (Miravalles), le Rincon de la Vieja, l'Orosi, l'Omotepec, qui se dresse au milieu du lac de Nicaragua, le Zapateca, etc. ; puis le Mombacho, le groupe souvent décrit du Masaya et du Nindiri, et le Momotombo. Dans la plaine de Léon, qui fait suite, se trouvent un plus grand nombre encore de montagnes à cratères. Du Momotombo au Viejo s'élèvent sur une ligne droite, qui coïncide avec l'alignement principal lui-même, le Las Pilas, l'Orota, le Santa Clara et plusieurs cônes innomés.

Les volcans d'Axusco et de Telica sont un peu plus rapprochés de la mer, et paraissent appartenir à une seconde rangée, parallèle à la première, orientée par conséquent aussi vers le nord-ouest[4].

1. K. von Seebach, *Besteigung des Vulcans Turrialba in Costa Rica* (Petermann's Mittheil., XI, 1865, p. 322, pl. 9). La région située entre le Turrialba et le golfe de Nicoya est, suivant la description d'Attwood, entièrement constituée par des cendres compactes avec des filons d'augite-andésite (*On the Geology of part of Costa Rica*, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVIII, 1882, p. 328-329). [K. von Seebach est mort en 1880, avant d'avoir publié le résultat complet de ses travaux. Il laissait inédites des monographies sur ces volcans ; elles ont été insérées dans les Abhandlungen der K. Gesellsch. der Wissensch. zu Göttingen, Physik. Classe, XXXVIII, 1892 : *Uber Vulkane Central Amerikas. Aus den nachgelassenen Aufzeichnungen von* Karl von Seebach, 251 p., 13 pl. La série des volcans décrits va du Turrialba au Soconusco, ou plus exactement à l'Atitlan, car les derniers sont seulement mentionnés. Ces études, toutes de détail, n'apportent pas de modification aux vues générales que l'auteur avait publiées.

2. K. von Seebach, Petermann's Mittheil., XII, 1866, p. 274.

[3. K. von Seebach (ouvr. cité) donne 3 034^{m},3 au bord sud-ouest du cratère du Turrialba, le point le plus élevé étant à 30 mètres plus haut.]

4. A. Dollfus et E. de Mont-Serrat, *Voyage géologique dans les Républiques de Gua-*

Le Telica, d'après Seebach, est un chaînon transversal portant à son sommet cinq cratères, dont le plus occidental, lors de la visite de Seebach, en 1864, émettait encore de faibles vapeurs[1].

Le 11 et le 12 avril 1849, on entendit dans la ville de Léon des grondements souterrains. Le 13 au matin, une ouverture se fit au pied du Pilas, volcan depuis longtemps éteint. Des morceaux de laves furent projetés et couvrirent le sol, semblables à de la fonte qui sort du haut fourneau. Ces projections irrégulières furent suivies d'une grande coulée de laves qui dura tout le reste du jour; et, pendant ce temps, il n'y eut aucun ébranlement du sol. Le 14 avril cette coulée s'arrêta et alors commença une longue suite d'éruptions par secousses, avec projections de pierres. Squier, à qui j'emprunte ces renseignements, visita cet endroit le 22 avril, et trouva le nouveau cône haut de 150 à 200 pieds [45-60 m.][2].

Depuis, en novembre 1867, un nouveau volcan s'est formé dans le voisinage. Le récit qu'a donné Dickerson de cette éruption est si instructif que je vais en extraire quelques détails[3].

Le phénomène commença à se manifester le 14 novembre 1867, vers une heure du matin, par une série d'explosions qui furent nettement perçues dans la ville de Léon, à environ huit lieues à l'ouest. Il se forma dans le sol une fente d'environ un demi-mille anglais [800 m.] de longueur; elle partait de l'alignement principal en un point situé à peu près à égale distance des volcans Pilas et Orota, et se dirigeait au sud-ouest. Dès avant le lever du soleil, on vit des flammes sortir en plusieurs endroits de cette crevasse. Les explosions se suivaient tantôt à de courts intervalles, tantôt toutes les demi-heures; mais les bruits sourds, les grondements souterrains étaient presque ininterrompus. Quelques jours après, deux cratères s'ouvrirent sur la nouvelle crevasse orientée vers le sud-ouest; ils étaient distants d'environ 1000 pieds l'un de l'autre. Le plus éloigné vers le sud-ouest projetait verticalement des matières volcaniques; l'autre, au nord-est, les lançait sous un angle de 45

temala et de Salvador (Mission scientifique au Mexique et dans l'Amérique Centrale, Géologie), in-4°, Paris, 1868, p. 327. [Seebach a donné une carte à 1 : 300.000. de cet alignement volcanique (ouvr. cité, pl. X), et un panorama de cette même région (pl. IV, A et B).]

1. K. von Seebach, Petermann's Mittheil., XII, 1866, p. 273.

2. E. G. Squier, *The Volcanos of Central America and the Geogr. and topogr. features of Nicaragua* (X. Ann. meeting of the Amer. Assoc. at New-Haven, 22 Aug. 1850, extr. de la New-York Daily Tribune, in-8°, 1850, p. 5, 6).

3. A. B. Dickerson, *On the Volcanic Eruption near the city of Leon* (Amer. Journ. Sc., 2d ser., XLV, 1868, p. 131-133). Entièrement reproduit dans Al. Perrey, *Note sur les tremblements de terre en* 1866 *et* 1867 (Bull. Acad. Roy. de Belgique, 1868, p. 197-200), et dans Dollfus et de Mont-Serrat, p. 327-330.

degrés. Dickerson les visita le 22 novembre : le cratère principal avait déjà une hauteur d'environ 200 pieds, avec une ouverture de 60 pieds à peu près de diamètre. Le 27 novembre dans l'après-midi, après une série d'explosions très violentes, le volcan commença à projeter une grande quantité de sable noir avec de lourds quartiers de roches. Le lendemain matin, tout le pays, sur une vaste étendue, était recouvert d'une couche de ce sable noir fin; cette pluie de sable tombait d'un nuage qui jetait au loin des lueurs. Elle dura jusqu'au 30 novembre au matin. Alors le volcan s'éteignit : il semblait que ses éruptions l'eussent épuisé. Le sable couvrait tout le pays dans un rayon de plus de 80 kilomètres. A Léon, la couche avait 1/4 de pouce d'épaisseur. A mesure qu'on approchait du volcan, elle était plus forte et les grains devenaient plus gros. A un mille anglais du cratère, le diamètre des grains atteignait 3/8 à 4/8 de pouce et la couche avait un pied. A la base du cône, on ne trouvait plus qu'un amoncellement de blocs de 4 à 5 pieds de diamètre.

Le cône lui-même mesurait à la fin de l'éruption 200 pieds de hauteur; le diamètre du cratère était aussi de 200 pieds, et sa profondeur à peu près la même. Une longue bande de scories s'étendait vers le nord-est. L'éruption avait duré seize jours. Le sable se composait de fragments de scories, de péridot et de feldspath. —

Ce nouveau cône se dresse donc, lui aussi, sur une fracture transversale. Le point où l'activité volcanique avait été le plus intense, là où nous avons vu que les projections étaient verticales, se trouvait encore au sud-ouest. Le cône ainsi formé a une certaine ressemblance avec le Monte Nuovo, près de Pouzzoles : il représente, en effet, un anneau de matières projetées, et le fond du cratère ne paraît pas être à une altitude sensiblement plus grande que la plaine environnante. A en juger par le volume des matières projetées, le vide creusé par cette éruption devait être extraordinaire. Et cependant ces masses considérables n'ont formé qu'un cône de 200 pieds de hauteur. —

Revenons à l'étude de l'alignement volcanique principal.

Au delà du Viejo, mais un peu plus près de la mer, en dehors de l'alignement principal, se trouve le plus célèbre des volcans de cette région, le Conseguina. Son éruption du 20 janvier 1835 passe, peut-être à juste titre, pour être le phénomène de ce genre le plus grandiose et le plus terrible qui se soit produit dans ces derniers siècles. La masse de matières projetées fut si énorme que Dollfus et de Mont-Serrat, dans leur description détaillée des volcans du

Guatémala, que j'ai souvent utilisée pour ce qui suit, évaluent à 2 000 kilomètres de l'est à l'ouest, en s'appuyant sur une série de rapports officiels, l'étendue de mer recouverte par les cendres et les amas de pierres ponces. Dans les environs, et dans la ville même de San Miguel, située cependant à 80 ou 90 kilomètres du Conseguina, l'obscurité la plus complète régna pendant trois jours et demi; les branches des arbres se brisaient sous la pluie de sable et de cendres et les oiseaux tombaient morts sur le sol. Même dans la ville de Guatémala, à 350 kilomètres environ du cratère, le soleil fut obscurci par un épais nuage, et la pluie de cendres dura jusqu'au 31 janvier. Les secousses furent si violentes qu'elles se propagèrent avec une intensité effrayante au nord-ouest, à travers le Guatémala jusqu'au Chiapas, au nord-est jusqu'à la Jamaïque, au sud-est jusqu'à Bogota[1].

On se demande encore une fois quelle cavité a dû être creusée dans l'intérieur de la terre par cette extraordinaire éruption. —

Le Conseguina forme, en s'avançant vers la mer, la limite méridionale de la baie de Fonseca, au fond de laquelle se dresse le volcan éteint de l'île Tigré. Sur sa rive nord s'élève le Conchagua, qui, après un long repos, est entré en éruption le 23 février 1868. Avec le Conchagua commence le deuxième segment de la ligne volcanique de l'Amérique Centrale, qui s'incline un peu plus vers l'ouest que le premier.

La partie nord du Guatémala est constituée, comme nous le montrerons plus complètement dans la suite, par les fragments d'une chaîne de montagnes dissymétrique, qui se dirige vers l'E.N.E., à travers le continent de l'Amérique centrale, et se prolonge dans les îles de la Jamaïque et d'Haïti. La zone la plus septentrionale de cette chaîne est calcaire; puis viennent des schistes anciens qui atteignent la mer des Antilles au fond du golfe Amatique et à l'est de celui-ci. Plus au sud est une étroite bande de granite; elle apparaît au nord de la ville de Guatémala et se prolonge vers l'E.N.E., en suivant pendant un certain temps la vallée longitudinale du Rio Grande. Toutes les montagnes, au sud, jusqu'au voisinage de la baie de Fonseca et jusqu'à une grande cassure qui coupe obliquement la direction de la chaîne en suivant de très près la côte du Pacifique, toutes ces montagnes sont formées d'une roche que Dollfus et de Mont-Serrat désignent sous le nom de « porphyre trachytique ». C'est sur l'arête et sur

1. Dollfus et de Mont-Serrat, p. 333-340.

le flanc de cette cassure oblique, parallèle à la côte du Pacifique, que sont venus se greffer les volcans du Salvador et du Guatémala[1].

Tous ces volcans se distinguent par les mêmes particularités que ceux qui dessinent la ligne allant du Chiriqui au Conseguina. « Il faut remarquer, disent Dollfus et de Mont-Serrat, que l'on n'a pas affaire à une série de volcans isolés, alignés suivant une direction plus ou moins droite ou brisée, mais bien à une *succession de petits systèmes*, à peu près indépendants les uns des autres, disposés à une distance respective, qui varie, suivant les circonstances, entre des limites assez étroites. Or chacun de ces groupes se compose d'un nombre plus ou moins considérable de cônes et de cratères, les uns éteints, les autres actifs, rangés sur une ligne droite dont la direction est, à peu de choses près, normale à celle de l'axe volcanique principal... Il semblerait donc qu'en chacun des points d'éruption il s'est formé une fissure normale à la fissure principale, sur laquelle se sont disposés en série les évents volcaniques, formés les uns après les autres par une marche progressive de l'action éruptive. Cette marche s'est-elle toujours produite dans un sens déterminé et constant, c'est ce que nous ne saurions affirmer; mais nous remarquerons, néanmoins, en passant, et sans vouloir en tirer pour le moment de conclusion, que, dans bien des cas, lorsqu'un des volcans d'un groupe particulier est encore actif, il est placé à l'extrémité sud du système[2]. » —

Au Conchagua fait suite sur l'axe principal, dans la direction W.N.W., le volcan en activité de San Miguel, haut de 2 153 mètres. Un vaste champ de laves le sépare du Conchagua. Viennent ensuite, toujours sur l'axe principal, les cratères plus petits de Chinameca et le Tecapa, puis le San Vicente (2 400 mètres) et le lac d'Ilopango, au milieu duquel, en février 1880, un nouveau volcan apparut. Rockstroh en a donné une description très précise[3]. Le lac est entouré par des murailles à pic de roches anciennes. Au nord-nord-est, dans l'intérieur des terres, se trouve le petit volcan éteint de Cojutepeque. Au delà du lac d'Ilopango se dresse le groupe volcanique de San Salvador, puis, un peu plus rapproché de la mer, le remarquable volcan d'*Izalco* (21, fig. 13).

[1. Ces données sur la géologie du Guatémala ont été précisées par C. Sapper dans ses *Grundzüge der physikalischen Geographie von Guatemala* (Petermanns Mitteil., Ergänzungs-heft n° 113, 59 p., 4 cartes, 1894).]

2. Dollfus et de Mont-Serrat, p. 296-297.

3. Edwin Rockstroh, *Informe de la Commision scientif. del Institut. Nacion. de Guatemala nombr. p. el. Sr. Ministro de Instruc. Publ. para el Estudio de los Fenomenos volcán. en el Lago de Ilopango*, in-8°, Guatemala, 1880, 61 p., 1 carte.

Karl von Seebach, dont les travaux étendus sur cette région n'ont été publiés, jusqu'à présent, que par fragments, fort importants il est vrai, a donné une description très instructive de ce volcan[1].

Comme les cratères déjà signalés qui avoisinent Léon, comme le Jorullo et le Monte Nuovo, le volcan d'Izalco date d'une époque tout à fait récente : ses éruptions ont commencé le 29 mars 1793. Il se dresse au sud-ouest d'un volcan éteint, le Cerro Rotondo, et depuis son apparition, sauf un petit nombre d'interruptions, il a été constamment en activité. Pendant longtemps, il a eu des éruptions rhythmiques, aussi régulières que celles du Stromboli. Il s'élève, d'après Seebach, à 597 mètres au-dessus du niveau de la mer, et à 292 mètres au-dessus du seuil de l'église d'Izalco. Seebach évalue le volume de son cône à 26.88 millions de mètres cubes, ce qui correspondrait, s'il avait eu une activité continue et uniforme depuis 1793, à une quantité de matières rejetées de 0,7 mètre cube par minute. Mais en réalité, le volume des masses rejetées doit être plus considérable, car une faible partie seulement du produit de ses violentes éruptions a servi à former le cône; le reste a été emporté au loin, sur la terre et sur la mer.

Lorsque les travaux de Karl von Seebach auront paru, il sera possible de faire d'une façon plus précise la comparaison avec les volcans qui se trouvent au delà de l'Izalco[2]. En attendant, le croquis ci-joint (fig. 13), dessiné d'après la carte de Dollfus et de Mont-Serrat, montre jusqu'à quelle distance de l'axe les fissures transversales se sont étendues. On y voit d'abord la longue traînée des volcans de Chiquimula (14-18); puis celle du Cerro Rotondo (12-13); tous les cratères de ces deux groupes sont éteints. Viennent ensuite, sur l'axe principal, le volcan en activité de Pacaya (11) et le haut volcan d'Agua (10), ainsi nommé à cause du torrent dévastateur qu'il déversa en 1541, probablement par suite d'une rupture qui vida un lac de cratère. Puis, l'important alignement

1. K. von Seebach, *Ueber den Vulcan Izalco und den Bau der central-amerikanischen Vulcane im Allgemeinen* (Nachr. v. d. Kön. Gesellsch. d. Wiss. a. d. G. Univ. zu Göttingen, 1865, p. 521-547). M. le Prof. von Fritsch a eu la très grande obligeance de me communiquer un croquis des environs de l'Izalco, tiré des manuscrits de Seebach. Il est assez curieux que Dollfus et de Mont-Serrat aient ignoré l'ascension de cette montagne faite peu de temps auparavant par Seebach. [Cet article de K. von Seebach a été reproduit presque textuellement dans les Abhandlungen der Gesellsch. d. Wiss. zu Göttingen, Mém. cité, p. 153 et suiv. La carte dont il est question ici se trouve dans la même publication, pl. XII : *Originalkarte der Vulcane im Gebiete der Izalco Indianer*, 1:122.000.).]

[2. La monographie posthume de K. von Seebach (Mém. cité) ne fournit de renseignements détaillés, pour la région dont il est ici question, que sur le Cerro Redondo, le Cerro Alto, le Pacaya, l'Agua et le Fuego. Elle ajoute peu aux travaux antérieurs. —

transversal du volcan de Fuego (7, 8, 9), avec une bouche en activité à son extrémité sud-ouest. Il en est de même pour le groupe géant du volcan d'Atitlan (4, 5, 6), qui présente encore une fois

Fig. 13. — Volcans du Guatémala (d'après Dollfus et de Mont-Serrat).

1, V. de Santa Maria; — 2, Cerro Quemado (3 109 m., actif); 1 et 2 forment le groupe de Quezaltenango; — 3, V. de San Pedro; — 4, 5, 6, Groupe de l'Atitlan (3 573 m.; le cône 4, Atitlan, est actif); — 7, 8, 9, Groupe du V. de Fuego : 7, V. de Fuego (4 001 m., actif); 8, Acatenango (4 150 m.); 10, V. d'Agua (3 753 m.); — 11, Pacaya (2 550 m., actif); — 12, 13, Groupe du Cerro Redondo; — 14 à 18, Chaîne du Chiquimula; — 14, Amayo; — 15, Cuma; — 16, V. de Santa Catarina; — 17, Monte Rico; — 18, Ipala; — 19, V. Chingo; — 20, Santa Anna et 21, Izalco (actif); à l'ouest, sources thermales et volcans de boue de Ahuachapam.

Les volcans actifs portent les nos 2, 4, 7, 11 et 21.

La ligne ponctuée définit le pied des montagnes. Les divers volcans sont entourés de leurs cendres et de leurs coulées de laves. Un grand épanchement basaltique environne les cratères 12 et 13.

un cratère en activité au sud-ouest. Suit le San Pedro, qui est éteint (3), et enfin, à la frontière du Mexique, les deux cratères de

A la suite d'une nouvelle excursion dans la partie sud du Guatémala, M. Sapper a pu apporter des renseignements plus précis sur quelques-uns des volcans de cette région. L'Acatenango est un chaînon d'altitude maximum de 3 950 m., sur lequel se trouvent cinq cratères. Sur son prolongement se dresse, au sud, le volcan de Fuego. L'Acatenango-Fuego constitue donc un même système volcanique. Mais il ne semble pas, dit l'auteur, que dans ce groupe, l'activité volcanique se soit déplacée du nord au sud. L'ordre d'ancienneté des volcans numérotés du sud au nord serait 1, 2, 3, 5 et 4. Entre le Santa Maria et le Tajumulco, il y avait une lacune dans la succession des cratères. M. Sapper croit pouvoir la combler en considérant le Lacandon comme un volcan : il en a toutes les apparences. Le petit volcan de San Antonio ne serait qu'un parasite du Lacandon et se trouverait sur une ligne de fracture dirigée au nord-ouest de celui-ci. En 1894, A. Bergeat avait signalé ce fait que les roches constituant la grande dépression circulaire qui

Quezaltenango (1, 2), dont la bouche la plus éloignée de la mer, celle du nord-est, est, par exception, en activité[1].

Sur toute la ligne qui de la baie de Fonseca va au sud-est vers le Chiriqui, et au nord-ouest jusqu'à la frontière du Mexique, le même phénomène se reproduit donc constamment : ou bien les volcans se trouvent sur des axes transversaux indépendants, croisant à angle droit ou aigu l'alignement principal, ou bien, s'ils sont isolés, leurs cratères ont une tendance à se déplacer transversalement à l'alignement principal. *Il semble de plus que ce déplacement* — sauf pour le Cerro Quemado, dans le groupe du Quezaltenango, à l'extrémité nord-ouest — *se fasse toujours dans la direction de l'Océan Pacifique.*

Ce déplacement est assez rapide, et déjà, depuis un siècle, quelques nouveaux cratères se sont ouverts dans cette direction, indépendamment des nombreuses secousses du sol et des éruptions provenant des bouches existantes qui révèlent les mouvements, pour ainsi dire ininterrompus, de l'écorce terrestre dans ces régions.

Au sujet de l'un des plus violents parmi ces tremblements de terre récents, celui du 19 décembre 1862 et des semaines suivantes, le P. Lizarzaburu a fait la très curieuse remarque qu'il ne paraissait pas être parti d'un centre unique, mais bien d'une portion étendue de l'axe principal, et particulièrement des volcans d'Atitlan, de Fuego et d'Izalco. C'est dans le voisinage de ces trois volcans que les désastres furent le plus considérables. A l'observatoire magnétique de Guatémala, la première secousse, qui fut la

entoure le Tacama étaient de même nature que le volcan lui-même. M. Sapper pense que cette dépression circulaire marque la place d'un ancien cratère du Tacama, et comme il se trouve une seconde dépression moins accentuée, plus près du cratère actuel, il croit pouvoir distinguer trois époques dans l'histoire de ce volcan, marquées par ces trois cratères concentriques. Le centre d'éruption ne se serait pas, dans ce cas, déplacé linéairement (K. Sapper, *Neue Beiträge zur Kenntnis der Vulkane von Guatemala*, Petermanns Mitteil., XLI, 1895, p. 105-109, carte, pl. 7; *Bemerkungen über die räumliche Vertheilung und morphologischen Eigenthümlichkeiten der Vulcane Guatemalas*, Zeitschr. deutsch. Geol. Gesellsch., XLV, 1893, p. 54-62, carte, pl. IV).]

[1. M. Sapper a indiqué également les volcans sur son esquisse géologique du Guatémala (*Grundzüge der phys. Geogr. von Guatemala*, pl. II). Il complète la carte de Dollfus et de Mont-Serrat en figurant deux autres cratères importants, situés sur l'axe volcanique entre l'Izalco et le Pacaya. Le premier, plus rapproché du Pacaya, porte le nom de Tecuamburro ; le second, voisin de Moyuta, se trouve en outre sur le prolongement de l'alignement du Chiquimula. Il est très possible, d'après M. Sapper, que beaucoup de collines isolées de la plaine d'Intiapa, c'est-à-dire de la région voisine de l'Amago et du Culma, qui font partie de l'alignement du Chiquimula, soient également de nature volcanique. Enfin, ce voyageur a cru reconnaître, plus au nord, un autre sommet volcanique important, toujours sur l'axe principal, entre le Santa Maria et le Tajumulco (Mém. cité, p. 11).]

plus importante, commença le 19 décembre 1862 à 7 heures 25 minutes du soir. Elle venait du sud-ouest, c'est-à-dire de la région comprise entre l'Atitlan et le Fuego. Elle fut suivie aussitôt d'un ébranlement venu du sud-sud-est, c'est-à-dire des environs de l'Izalco. De nouvelles oscillations provenant de la même direction se produisirent le 20 décembre. Après une interruption qui dura jusqu'au 26 décembre, les secousses du sud-ouest se renouvelèrent et continuèrent jusque dans la seconde moitié du mois de janvier[1].

La concordance de ces données avec les observations qui ont été faites sur le déplacement des centres d'ébranlement le long de la grande fracture de la Calabre prouve avant tout que, de part et d'autre, il se produit sous nos yeux, dans l'écorce terrestre, d'importants mouvements, se rattachant les uns aux autres, et qu'il s'en prépare de plus importants encore. Mais tandis qu'en Calabre ces phénomènes se manifestent avec le plus de netteté sur la cassure périphérique elle-même, dans l'Amérique centrale, sur toute la ligne qui s'étend depuis le Chiriqui jusqu'à la frontière mexicaine, d'abord obliquement à travers le continent, puis le long de la côte du Pacifique, de 8° 48′ à 15° de lat. N. environ, de nombreux exemples dénotent une tendance à la formation de fractures transversales se prolongeant dans la direction du Pacifique. Peut-être ces fractures doivent-elles être considérées comme des fentes radiales dépendant d'une aire d'affaissement continue et très vaste, ou de deux aires qui se rejoindraient dans le voisinage de la baie de Fonseca. Le phénomène consisterait donc dans l'ouverture des fentes radiales, *de l'extérieur vers l'intérieur*. Ajoutons que la plus longue de ces lignes radiales, celle du Chiquimula, s'étend bien au delà de la zone périphérique, d'ailleurs assez bien dessinée.

Une très grande partie du versant pacifique de l'Amérique centrale est donc actuellement en train de s'affaisser. Cet affaissement se produit transversalement à la direction de la chaîne de montagnes, formée de granite et de terrains sédimentaires, qui se prolonge vers la Jamaïque et Haïti, et il paraît être sans relation aucune avec la structure de cette chaîne.

1. J. A. Lizarzaburu, *Observaciones meteorol. corresp. al anno de* 1862 *hechas en el Observat. del Seminario de Guatemala* (Extr. de la *Gaceta de Guatemala*), in-8°, 17 p. Je dois la communication de ces observations à M. Edw. Rockstroh à Guatémala.

D. — DONNÉES RELATIVES AUX SOULÈVEMENTS INTERMITTENTS DE LA CÔTE OCCIDENTALE DE L'AMÉRIQUE DU SUD

En Calabre, des pierres, sur les routes, furent projetées en l'air par de violents tremblements de terre. Lors du tremblement de terre du Chili du 7 novembre 1837, un poteau enfoncé en terre de 10 mètres environ, et retenu par des crampons de fer, fut, dit-on, arraché de son trou, sans que celui-ci ait subi de détérioration[1]. Alexandre de Humboldt raconte même que lors de la destruction de Riobamba, en 1797, plusieurs cadavres d'habitants furent lancés au delà de la petite rivière de Lican sur la colline de la Cullca, haute de plusieurs centaines de pieds, par une secousse de bas en haut, semblable « à l'explosion d'une mine »[2].

En réalité, ces phénomènes ressemblent très peu aux mouvements de l'écorce terrestre qui ont produit les montagnes, et bien moins encore à ces prétendus mouvements prolongés, uniformes et lents, qu'on désigne sous le nom d'*oscillations continentales* ou *séculaires*. Ils s'expliquent plutôt par des décharges locales soudaines, peut-être par un contre-coup résultant d'une détente. Qu'il puisse se produire alors des déplacements du sol de bas en haut, permanents quoique de peu d'amplitude, cela n'est pas du tout invraisemblable *a priori;* en tout cas, et le fait est très remarquable, si l'on a souvent affirmé l'existence de ces soulèvements brusques, on n'a jamais pu, jusqu'à présent, en démontrer la réalité avec une certitude suffisante.

L'exemple le plus connu, le plus souvent cité dans les manuels, et que l'on considère comme le mieux établi, c'est celui des prétendus soulèvements répétés de la côte occidentale de l'Amérique du Sud, lors des grands tremblements de terre. Je vais essayer d'étudier ce phénomène, d'après les documents existants.

Il faut avant tout insister sur ce fait, que, dans l'espèce, les circonstances accessoires sont particulièrement propres à éveiller dans l'esprit de l'observateur l'idée d'oscillations répétées du sol.

D'abord, parallèlement à la côte, qui se prolonge presque en ligne droite sur tant de degrés de latitude, se trouve un des ali-

1. *Lettre de M. Gay à M. Arago* (C. R. Acad. Sc., VI, 1838, p. 833).
2. Humboldt, *Kosmos*, I, p. 210. [Trad. H. Faye, I, p. 228.]

gnements volcaniques les plus puissants qui existent sur la terre, et cette circonstance a déjà pu influer sur la manière d'interpréter les faits, à une époque où les idées sur les relations entre les phénomènes volcaniques et les phénomènes de soulèvement étaient différentes de ce qu'elles sont aujourd'hui.

Ensuite, cette côte est bordée sur de longs espaces par une frange de dépôts détritiques étagés en terrasses, où l'on a trouvé des coquilles bien au-dessus du niveau actuel de la mer. Ces terrasses montrent sans aucun doute que d'importants changements se sont produits dans la position du rivage; mais on n'aperçoit aucune relation entre leur présence et les tremblements de terre actuels. Elles appartiennent à une époque antérieure à la nôtre, et nous verrons plus loin qu'elles doivent être rattachées à un phénomène dont les effets se sont fait sentir bien au delà de la zone d'ébranlement de ces tremblements de terre.

Enfin, le bord de ce rivage est en beaucoup d'endroits couvert de *débris de cuisine*, dont l'accumulation continue encore aujourd'hui en plus d'un point.

Quand Darwin, en 1835, visita cette côte, on soupçonnait à peine l'étendue extraordinaire de ces débris; aussi, lorsqu'il trouva dans l'île de San Lorenzo, près du Callao, à 85 pieds [27 m. environ] au-dessus du niveau de la mer, dans un amas de coquilles marines, du fil, des morceaux de nattes et d'autres vestiges de l'industrie humaine, son étonnement fut-il excité au plus haut degré, et il put, conformément aux idées d'alors, considérer ces faits comme une preuve d'un soulèvement récent du sol[1]. Mais Dana, qui visita cet endroit quelques années plus tard, donna déjà l'explication de cette singulière trouvaille[2].

Avant d'aller plus loin dans l'examen des données relatives à l'Amérique du Sud, rappelons que les vagues de l'océan produites par les mouvements séismiques, lorsqu'elles se précipitent sur le continent, en détruisant et en ravageant tout devant elles, soulèvent du fond de la mer et roulent avec elles des masses énormes de sédiments mal affermis. Après la grande submersion du Callao, le 28 octobre 1746, de grands amoncellements de sables et de galets venant de la mer demeurèrent sur les ruines de la ville détruite[3].

1. Ch. Darwin, *Journal of Researches*, in-8°, 1839, p. 451 et *passim*.
2. Ch. Wilkes, *U. S. Exploring Expedition*, X, *Geology*, *by* J. D. Dana, in-4°, 1849, p. 591.
3. *A True and Particular Relation of the dreadful Earthquake, which happened at Lima*, p. 146. Cette relation détaillée ne fait pas mention d'un soulèvement du sol.

Lorsqu'une île divise les vagues séismiques, ou encore lorsque deux courants d'origine séismique se rencontrent, une nouvelle terre se forme facilement. Les Indes orientales en fournissent un exemple remarquable. En 1341, lors d'un grand tremblement de terre, l'île de Waypi émergea au nord de Cochin sur la côte de Malabar. Elle est constituée par des sables marins et par des sédiments analogues à ceux qui, des Ghâtes, viennent se déposer dans les plaines du Malabar. En même temps, tout le pays situé à l'embouchure du fleuve Cochin fut complètement transformé, et l'impression produite par ces phénomènes naturels sur les Hindous fut si grande qu'ils firent de cette époque le point de départ d'une nouvelle ère (Puduvepa)[1].

Revenons maintenant à l'Amérique du Sud et examinons d'abord les renseignements recueillis par Tschudi sur les prétendues oscillations du sol qui avoisine *le Callao*.

Il a été question plus haut des débris de cuisine du Callao. Indépendamment de ces débris, on s'appuie sur ce fait que l'île de San Lorenzo, éloignée aujourd'hui de deux milles marins du continent, en a été tantôt plus rapprochée, tantôt plus éloignée. En 1742, la distance aurait été à peu près la même qu'aujourd'hui. Lors du grand tremblement de terre de 1746, un affaissement du niveau de la ville se serait produit. En 1760, un soulèvement de la côte aurait tellement rapproché l'île du continent que les enfants pouvaient y jeter des pierres. Entre l'île et la terre se trouvait un bas-fond appelé Camotal, parce qu'on y aurait cultivé, quand il était à sec, des *camotes*, c'est-à-dire des pommes de terre[2].

Il s'agit ici d'une langue de terre située entre San Lorenzo et le continent, qui tantôt s'est formée par des atterrissements lents ou par de brusques dépôts de sédiments, tantôt a été emportée et détruite, peut-être par une vague séismique qui s'est abattue sur elle : on n'en saurait donc conclure à une oscillation du continent. Les relations de 1746 ne parlent pas, d'ailleurs, d'un affaissement de la ville, mais nous montrent au contraire nettement la vague montant et se précipitant sur la terre ferme. —

Les données les plus répandues concernent les tremblements de terre qui ont eu lieu dans différentes parties de l'Amérique du Sud pendant les années 1822, 1835 et 1837.

1. Newbold, *Summary of the Geology of South India* (Journ. Roy. Asiat. Soc., VIII, 1846, particulièrement p. 280 et suiv.; cite Thomson, Madras Journ. Litt. Science, Jan. 1837, p. 176-177).

2. Von Tschudi, *Peru, Reiseskizzen*, in-8°, 1846, I, p. 43-49.

Le tremblement de terre du *19 novembre 1822* parut avoir son point de départ au nord-est de *Valparaiso*. Le document le plus précis sur le soulèvement du sol qui se serait produit en même temps est une lettre de Mrs. Maria Graham, que publia la Société Géologique de Londres. D'après cette lettre, le lendemain matin, la côte tout entière, sur une distance de plus de cent milles, aurait paru s'être élevée au-dessus de son niveau primitif. A Valparaiso, la différence de niveau aurait été d'environ trois pieds, à Quintero d'à peu près quatre. A la marée haute, on aurait vu à sec l'ancien lit de la mer avec des huîtres et d'autres mollusques tenant encore à la roche sur laquelle ils avaient vécu, mais morts et répandant une odeur infecte[1].

Je passe sur les observations postérieures du Dr Meyen et d'autres, parce qu'elles n'ont été faites que plusieurs années après l'événement et qu'elles n'apportent pour ainsi dire rien de nouveau.

Mais aux données précises de Mrs. Graham s'opposent des données non moins précises dont les plus importantes, toutefois, n'ont été publiées qu'en 1835. Ce sont les lettres du capitaine Belcher, du lieutenant Bower et du malacologiste bien connu Cuming, adressées à la même Société[2].

Le capitaine Belcher doute qu'un changement quelconque de niveau se soit effectué, qui ait pu être sensible aux sondages : des vaisseaux de la marine royale stationnaient en effet à cette époque sur la côte chilienne, et aucun phénomène de ce genre n'y fut enregistré, ce qui certainement se serait produit, si la chose avait paru de quelque importance aux Anglais qui se trouvaient dans ces parages. Le lieutenant Bower vint en février 1823 à Valparaiso et trouva tout dans le même état qu'une année auparavant ; depuis le tremblement de terre, la mer s'était seulement retirée peu à peu

1. Mrs. Maria Graham, *An Account of some Effects of the late Earthquakes in Chili, extr. from a Letter to H. Warburton Esq.* (Trans. Geol. Soc., 2d ser., I, 1822, p. 413-415). Greenough, président de cette célèbre Société, dans son adresse annuelle du 4 juin 1834, avait émis des doutes très sérieux au sujet de ces données. Mrs. Calcott (précédemment Mrs. Graham) répondit dans un écrit spécial qui n'apporte aucun fait nouveau : *Letter to the President and Members of the Geological Society*, in-8°, London, 1834.

2. Proceed. Geol. Soc., II, 1838, p. 213. Les lettres du capitaine Belcher et de Cuming furent communiquées dans la séance du 2 décembre 1835. Plus tard, E. Chevalier, dans le compte rendu du *Voyage de la Bonite* et dans une *Note sur la constitution géologique des environs de Valparaiso et sur le bouleversement du sol de la côte du Chili* (Bull. Soc. Géol. de Fr., XIV, 1843, p. 396-401), en comparant les sondages d'Ulloa, de 1744, avec ceux de Dupetit-Thouars, de 1837, a contesté également qu'aucun changement se soit produit dans les environs de Valparaiso ; mais il essaie de montrer que tous les dépôts à coquilles, disposés en terrasses le long de la côte, sont le résultat de grandes marées dues à des mouvements séismiques.

entre le débarcadère et la place du Marché, et toute une série de constructions avaient été édifiées, là où la mer se trouvait précédemment.

M. Cuming séjourna à Valparaiso de janvier 1822 à 1827, et, sauf quelques interruptions, jusqu'en 1831. Il fut témoin du tremblement de terre et sa maison fut détruite. Il entendit dire que la mer s'était retirée et était revenue ensuite avec une grande violence; lorsque, le lendemain matin, il se rendit sur le rivage, il vit les effets de la vague, mais, quant à la mer, il constata seulement que la marée était haute. Il n'entendit pas parler de soulèvement de la côte ou de rochers isolés; ni lui, ni ses amis ne purent souscrire aux déclarations de Mrs. Graham. Avant et après le tremblement de terre et jusqu'à la fin de son séjour, il a collectionné sur les récifs de la baie des fucus, des patelles, des balanes, etc., sans jamais constater de changement de niveau. L'idée que le sol s'était élevé a dû naître de ce fait que, depuis le tremblement de terre, un amas de matériaux s'était produit en un endroit qui, antérieurement, était recouvert par les flots, et qu'on y avait construit des maisons et tracé de petites rues. La plus grande partie de ces atterrissements ne daterait que de juin 1827, c'est-à-dire de cinq ans après le tremblement de terre, et ils auraient été déterminés par l'abondance des pluies, entraînant les débris désagrégés du sol granitique qui constitue les hauteurs du voisinage.

Je considère, d'après ce qui précède, la discussion sur ce premier cas, le tremblement de terre de 1822, comme close.

Le second cas est celui du *tremblement de terre de la Concepcion, du 20 février 1835*.

Jetons d'abord un regard sur le théâtre des principaux événements. Enrique Concha i Toro en a récemment décrit la constitution géologique. La côte est formée dans cette partie, entre 36° 30′ et 37° 30′ de lat. S., par les roches anciennes de la Cordillère littorale du Chili, sur lesquelles reposent des dépôts crétacés, tertiaires et quaternaires, à l'état de lambeaux isolés[1].

Au nord de la ville de la Concepcion se trouve la baie de Talcahuano, appelée aussi baie de la Concepcion. Sur sa rive sud-est est située Penco, l'ancienne capitale; au nord-est, le gisement de baculites de Tomé, dans des grès verts. L'île de Quiriquina ferme en grande partie l'entrée du golfe.

1. Don Enrique Concha i Toro, *Estudio sobre el carbon fósil que se explota en Chile* (Anal. Univ. Chile, 1876, p. 337-443, 2 pl.). Voir également Sieveking, Petermann's Mitth., XXIX, 1883, p. 57-61.

Au sud-ouest de la Concepcion s'étend la baie beaucoup plus vaste d'Arauco, limitée à l'ouest par la pointe Lavapiès, dont l'île de Santa Maria forme le prolongement. Le rivage, aux environs de la pointe Lavapiès, est constitué par des couches crétacées qui se poursuivent jusqu'au milieu de l'île de Santa Maria. A l'ouest de cette bande crétacée l'île se compose de terrains tertiaires, à l'est,

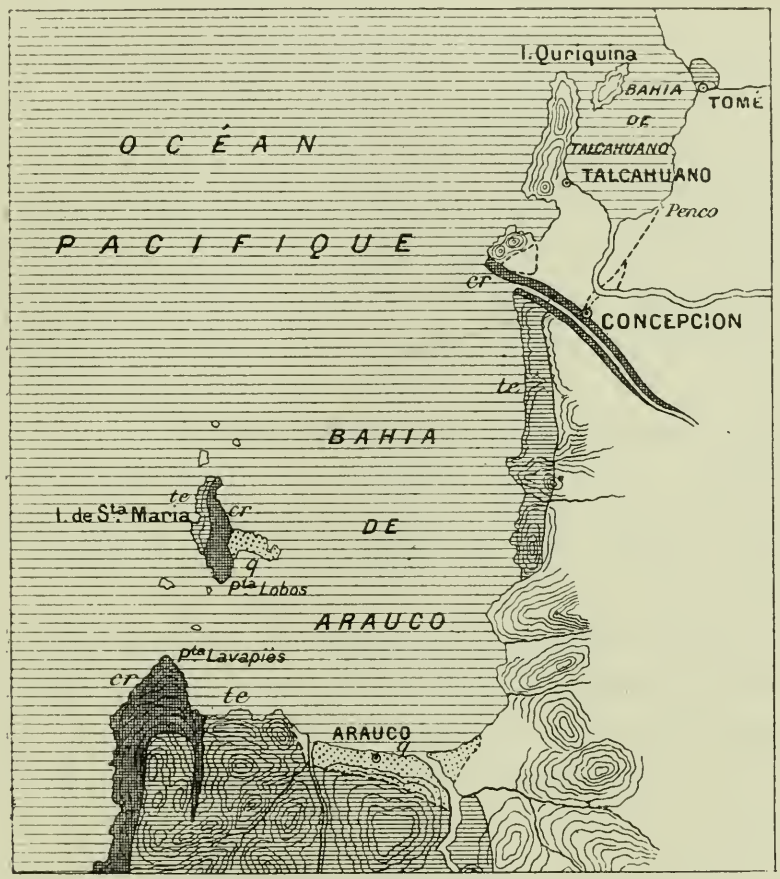


Fig. 14. — Théâtre du tremblement de terre du 20 février 1835 (d'après Concha i Toro).

Cr = Terrain Crétacé ; *te* = Tertiaire ; *q* = Dépôts récents. Les parties laissées en blanc sont formées par les roches anciennes de la Cordillère littorale. Échelle de 1 : 1.000.000. environ.

de terrains quaternaires et plus récents encore. A l'est de la pointe Lavapiès se trouve l'embouchure du Rio Tubul.

Le capitaine Fitzroy, en compagnie duquel naviguait sur le Beagle, comme on le sait, Ch. Darwin, se trouvait à la Concepcion pendant ces tristes journées, et il a fait un rapport très précis sur l'événement[1].

Ce rapport commence par mentionner le fait suivant : le 20 fé-

1. (R. Fitzroy), *Sketch of the Surveying Voyages of H. M. Ships Adventure and Beagle* (Journ. Roy. Geogr. Soc., VI, 1836, p. 319-331). Plus au sud, l'île de Mocha, par 38°12', se serait élevée de 2 pieds environ ; mais les données relatives à ce point manquent de netteté.

vrier 1835, à 10 heures du matin, la population fut surprise par un phénomène tout à fait inusité : de grandes bandes d'oiseaux de mer se dirigeaient vers l'intérieur du pays. A 11 heures 40 minutes eut lieu la première secousse, à la Concepcion, et immédiatement la destruction fut générale. L'ébranlement paraissait venir du sud-est. Les terrains bas et meubles furent plus bouleversés que les autres; ils semblèrent se détacher des montagnes plus résistantes. A Talcahuano et à Penco, les mêmes phénomènes se produisirent.

Une demi-heure après la secousse principale, la mer s'était retirée si loin que les navires qui étaient à l'ancre avec 7 brasses de fond restèrent à sec. Tous les récifs et tous les bas-fonds de la baie de Talcahuano étaient visibles. Une immense vague se précipita ensuite à travers le détroit occidental, entre Quiriquina et le continent, balayant tout devant elle et s'élevant à 30 pieds au-dessus de la marée haute. Une seconde vague plus haute et plus bruyante lui succéda, puis, quelques minutes après, une troisième plus puissante encore. Puis la mer sembla se retirer. La terre et l'eau tremblaient. Pendant trois jours, la mer descendit et monta d'une façon très irrégulière et à de fréquentes reprises; quelques heures après l'événement, ce phénomène se produisait deux ou trois fois par heure.

A l'est de Quiriquina, il y eut une vague plus faible. En même temps on crut constater dans la mer, au delà de l'île et dans la baie de San Vicente, des éruptions semblables à de la fumée. Elles furent suivies d'un tourbillon, comme si la mer allait se précipiter dans une cavité.

« Pendant quelques jours après la catastrophe, continue Fitzroy, la mer ne s'éleva pas jusqu'à son niveau ordinaire, c'est-à-dire jusqu'à 4 ou 5 pieds environ de hauteur verticale. Quelques personnes pensèrent que le pays s'était soulevé; mais l'idée générale et dominante fut que la mer s'était retirée. Toutefois, la différence s'atténua peu à peu. Au milieu d'avril, il n'y avait plus que 2 pieds entre le niveau qu'atteignait alors la mer, à marée haute, et son niveau antérieur. »

« La preuve que le pays avait été soulevé est dans ce fait que l'île de Santa Maria s'éleva de 9 pieds. »

La surélévation de l'extrémité méridionale de cette île atteignait 8 pieds, celle de la partie moyenne 9 pieds, celle de la partie septentrionale 10 pieds. L'île fut visitée deux fois : à la fin de mars et au commencement d'avril. La première fois, on nota un soulèvement de 8 pieds. Un peu plus tard, des doutes s'étant éle-

vés, on y revint de nouveau, et de plusieurs manières les résultats de la première observation furent confirmés. Sur le continent, à Tubul, le soulèvement fut de 6 pieds.

Tels sont les principaux renseignements fournis par Fitzroy. Pendant ce temps, Darwin était à Valdivia.

On voit d'après cela, que sur une ligne partant de Tubul sur le continent et se prolongeant au nord le long de l'île de Santa Maria, des différences de niveau se produisirent; qu'elles atteignirent 6 pieds à Tubul, 8, 9 et 10 pieds à Santa Maria; qu'à Talcahuano, la différence qui, au commencement, était de 4 à 5 pieds, se réduisit à 2 pieds au milieu d'avril; enfin que les dernières observations furent faites à Santa Maria au commencement d'avril. Dans une relation postérieure, Darwin s'exprime ainsi : « Il ressort des observations du capitaine Fitzroy, que dans l'espace de quelques semaines la ville de la Concepcion, aussi bien que l'île de Santa Maria, s'enfoncèrent et perdirent une partie de leur première surélévation[1]. »

Caldcleugh, qui fut témoin de ces phénomènes, en a également rendu compte : « Le capitaine Fitzroy, dit-il, et le capitaine Simpson de la flotte chilienne, sont tous deux d'avis que le soulèvement du sol, aussi bien dans l'île qu'à la Concepcion, fut notablement plus considérable au moment du tremblement de terre, et que les nombreuses oscillations plus petites qui suivirent ont pu amener un affaissement jusqu'au niveau précédemment indiqué (8 à 10 pieds)[2]. »

Peu de temps après Fitzroy, le 3 mai 1835, le capitaine Coste jeta l'ancre près de Santa Maria. Il trouva, lui aussi, 9 pieds de moins à l'ancrage que l'année précédente. Il observa également les mêmes traces que Fitzroy sur le rivage; malheureusement il ne fit pas de mesures précises[3].

En même temps que les relations des savants du Beagle, la Société Géologique de Londres recevait un compte rendu de Don Mariano Rivero et une lettre du colonel Walpole : tous deux se prononçaient contre un changement de niveau au Chili, pendant ce tremblement de terre[4].

1. Ch. Darwin, *Geological Observations on volcanic Islands*, etc., 2d ed., 1876, p. 237. « Sin embargo, écrit de son côté Domeyko, por las noticias recibidas posteriormente por Fitzroy, parece que desde entónces el mencionado puerto de la isla ha ganado multo en profundidad, i que toda esta parte de la costa de Chile que el terremoto de 1835 habia levantado, *ha vuelto a bajar i hundirse en el mar* » (*Solevantamiento de la Costa de Chile*, Anal. Univ. Chile, 1860, p. 576).

2. Al. Caldcleugh, *An Account of the great Earthquake experienced in Chile on the 20th of February*, 1835 (Phil. Trans., 1836, p. 24).

3. Capitaine Coste, C. R. Acad. Sc., VII, 1838, p. 706.

4. Séance du 4 janvier 1837. On trouve dans les Proc. Geol. Soc., II, p. 179, une lettre

Charles Lyell lui-même, le partisan le plus ardent de la théorie du soulèvement des continents, s'est vu, plus tard, amené à faire cette remarque que le peu de hauteur des anciennes constructions de Penco au-dessus de la mer avait bien pu égarer l'opinion dans la question du soulèvement permanent de cette côte, et expliquait dans une certaine mesure la théorie émise quelques années auparavant, suivant laquelle la côte chilienne aurait une tendance, après chaque exhaussement, à s'affaisser par degrés et à reprendre son ancien niveau[1].

Dans ces conditions, toutes les conclusions que les partisans de la théorie du soulèvement ont prétendu tirer de l'examen du cas en question s'écroulent. Et l'on peut se demander si cette différence de niveau, momentanée et peu considérable, ne s'expliquerait pas beaucoup plus facilement par le très violent ébranlement de la mer. Entre la pointe Lavapiès et l'île Santa Maria passe aujourd'hui un courant important, qui entre dans le golfe d'Arauco pour en sortir au nord. Ce courant n'a-t-il pas pu être détourné pour un temps, et une différence momentanée de niveau n'a-t-elle pas pu se produire par là même?

Les renseignements relatifs à un soulèvement du sol pendant le tremblement de terre de *Valdivia* du 7 novembre 1837 se bornent à une communication du capitaine Coste sur l'île Lemus, dans l'archipel des Chonos. Lorsqu'il visita l'île, le 11 décembre de cette même année, il trouva que le fond de la mer s'était élevé de plus de 8 pieds; des rochers qui toujours avaient été recouverts par les eaux étaient à sec, et une grande quantité de mollusques et de poissons en décomposition couvraient le rivage, que bordait un amas considérable de troncs d'arbres déracinés, apportés par la mer. Le capitaine Coste concluait, d'après ces indices, qu'il y avait eu soit un brusque soulèvement du continent, soit des oscillations de la mer[2].

C'est là, en effet, que me paraît être la question décisive; il faudrait savoir, avant tout, si réellement des récifs ou des bancs de sable ont été mis à sec, et jusqu'à quel point la mer, qui transpor-

du lieut. Freyer sur le soulèvement apparent du pays, à propos du banc de coquilles d'Arica et de l'île San Lorenzo, près de Callao; p. 209, la première relation de Fitzroy sur Santa Maria, et une communication de R. E. Alison sur ce sujet; p. 444, une relation de Caldcleugh, et p. 446 une autre de Darwin. Il est fait mention, sur la même page, d'un article de Rivero, paru dans le journal *El Araucano*, et enfin d'une lettre du col. Walpole adressée à Palmerston. Ces deux derniers documents, comme on l'a vu, s'élèvent contre tout exhaussement ou tout abaissement du sol.

1. Lyell, *Principles of Geology*, 11th ed., 1872, II, p. 156.
2. C. R. Acad. Sc., VII, 1838, p. 707.

tait des troncs d'arbres, n'a pas pu, par suite de l'entassement des sédiments, diminuer de profondeur. Lors de ce tremblement de terre, l'agitation de l'océan fut, en effet, si grande que les flots envahirent les îles Gambier et quelques-unes des îles Tonga et Samoa. A Wawau [Vavao], dans le groupe des Tonga, on remarqua pendant 36 heures des mouvements extraordinaires de la mer[1].

Mais il existe sur plusieurs points de la côte occidentale de l'Amérique du Sud d'anciennes constructions qui, à elles seules, suffisent à détruire complètement toute hypothèse d'un soulèvement notable du sol. Les tumulus et les traces de constructions que Bibra rencontra dans la baie d'Algodon, à 40 et 50 pieds au-dessus du niveau de la mer, l'amenèrent précisément à cette conclusion[2]; il en fut de même pour David Forbes, qui vit sur la côte de Bolivie de nombreux tumulus indiens, à 20 pieds environ au-dessus de l'océan[3]. Pour Valparaiso même, Darwin a montré que, par les constructions existantes, on avait la preuve que depuis deux cent vingt ans, le plus grand exhaussement possible n'avait pas pu dépasser 15 pieds[4].

L'autorité la plus compétente qu'on puisse invoquer dans ces sortes de questions, le professeur R. Philippi, de Santiago, a depuis longtemps déjà constaté, dans sa description du désert d'Atacama, qu'il n'a rencontré aucun indice pouvant être considéré comme une preuve du soulèvement récent de cette contrée dans les temps historiques, et il a, depuis, insisté sur le fait, qu'après le violent tremblement de terre d'Arica, du 18 août 1868, on n'a signalé nulle part, ni sur la côte péruvienne, ni sur la côte chilienne, de soulèvements ou d'affaissements du sol[5]. D'ailleurs, sur ma demande, M. Philippi a eu l'obligeance de se livrer à une nouvelle enquête, et voici ce qu'il m'écrivait le 12 juin 1882 : « Malheureusement les recherches que je viens de faire n'ont eu aucun résultat. Peu de personnes, au Chili, s'intéressent aux questions scientifiques, et il y en avait bien moins encore en 1835; les

1. Dumoulin, *Lettre à M. Arago; Coïncidence de date de quelques mouvements extraordinaires de la mer, observés dans l'Océanie, avec le tremblement de terre qui en* 1837 *renversa la ville de Valdivia au Chili* (C. R. Acad. Sc., X, 1840, p. 835-837).

2. Von Bibra, *Die Algodon-Bay* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, IV, Abth. 2, 1852, p. 75-116).

3. D. Forbes, *On the Geology of Bolivia and South Peru* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVII, 1861, p. 10).

4. Ch. Darwin, *Journal of Researches*, etc., p. 452; Proc. Geol. Soc., II, p. 448. L'église Saint-Augustin à Valparaiso fournit un argument contre le soulèvement.

5. Philippi, *Die sogenannte Wüste Atacama* (Petermann's Mittheil., 1856, p. 56). Lettre dans Hochstetter, *Ueber das Erdbeben in Peru und seine Fluthwellen* (Sitzungsber, k. Akad. Wiss. Wien, LVIII, Abth. 2, 1868, p. 837 et suiv.).

capitaines des ports et les marins de cette époque sont morts depuis longtemps. Je ne puis que répéter que je ne connais aucun soulèvement récent de la côte chilienne; j'ai cependant entendu raconter plus d'une fois à Talcahuano et à Corral que le tremblement de terre de 1835 amena des modifications dans le fond de la mer et que, en quelques endroits peu profonds, bien connus des pêcheurs, la hauteur d'eau avait diminué. A mon avis, ces assertions des pêcheurs ne peuvent pas être données comme preuves : ces gens-là ne retiennent pas les dates avec précision; il est très possible, par exemple, que dans le golfe de Corral les alluvions apportées par le fleuve de Valdivia aient diminué peu à peu la profondeur de la mer, et que ce changement, lorsqu'il est devenu sensible, ait été attribué au tremblement de terre en question. Il y a quantité de personnes, même cultivées, qui, pour expliquer un phénomène, n'acceptent jamais la cause la plus simple et la plus naturelle. »

« On prétend généralement aussi que, dans le port d'Ancud, la profondeur fut modifiée à la suite du tremblement de terre de 1835. Je n'ai pas entendu parler d'un soulèvement de toute la côte; mais, en réalité, cela ne prouve rien, car un soulèvement insignifiant de quelques pieds pourrait avoir échappé à l'attention des habitants. »

Après des indications très complètes concernant les *débris de cuisine* et les anciennes terrasses littorales, qui trouveront place plus loin, M. Philippi ajoute : « J'avoue franchement que mes observations et mes recherches personnelles ne m'inclinent guère à penser que les Andes et les autres grandes chaînes de montagnes ne se soient élevées que peu à peu, à la suite de milliers de tremblements de terre, chacun soulevant le sol de quelques pouces, ou de quelques pieds, dans les cas où l'exhaussement était le plus fort. »

Ceci nous conduit à examiner les conclusions de haute portée tirées, il y a longtemps déjà, des observations faites au Chili.

Le tremblement de terre du 20 février 1835 a été, en effet, l'occasion d'un des écrits les plus importants relatifs au soulèvement des montagnes, — je pourrais presque dire de la seule tentative faite en s'appuyant sur l'observation directe de la nature, pour donner une forme plus précise aux théories anciennes sur la force qui a dû faire surgir les chaînes de montagnes. Charles Darwin en est l'auteur[1]. Depuis cette époque, aucune autre tentative de pareille

1. Ch. Darwin, *On the Connexion of certain Volcanic Phenomena in South America; and on the Formation of Mountain Chains and Volcanos, as the Effect of the same Power by which Continents are elevated* (Trans. Geol. Soc., 2d ser., V, 1838, p. 601-631, pl. XLIX).

importance n'a été faite dans le même sens. Aujourd'hui, après un demi-siècle écoulé, il est sans doute permis d'avoir une opinion différente sur ces questions, tout en reconnaissant la hardiesse des généralisations qui révélait déjà le grand maître.

Darwin avait constaté le réveil de l'activité des volcans, pendant et après le tremblement de terre; il croyait voir des soulèvements, irréguliers il est vrai, du sol; il trouvait, en outre, des terrasses le long de la côte. Mais il savait que des terrasses semblables bordent la côte orientale de l'Amérique du Sud, où il n'y a ni volcans ni tremblements de terre. Les tremblements de terre devaient par conséquent lui apparaître comme la manifestation locale d'une force générale. La théorie de la contraction séculaire du globe, déjà émise par quelques savants, lui semblait, avec raison, absolument insuffisante pour expliquer ces soulèvements intermittents du sol dont il trouvait la preuve dans les terrasses. Et c'est ainsi qu'il fut amené à cette conclusion, « *que la forme de la surface liquide du noyau terrestre est soumise à des modifications, dont la cause est complètement inconnue, et dont l'effet est lent, intermittent, mais irrésistible* ».

Or, jetons les yeux sur une carte de l'Amérique du Sud et figurons-nous ce grand continent divisé en quatre parties inégales par des lignes allant du nord au sud et de l'est à l'ouest, suivant sa plus grande longueur et sa plus grande largeur. Empruntons à un chapitre ultérieur cette donnée que c'est au sud que les terrasses atteignent leur plus grand développement, et que, sur l'une et l'autre côte, elles diminuent en allant vers le nord, et finissent par disparaître tout à fait.

Nous constaterons alors que la partie sud-ouest, celle qui comprend le Chili, et dont il vient d'être plus particulièrement question, a des volcans, des tremblements de terre et des terrasses; que la partie sud-est a des terrasses, mais pas de volcans, et très rarement des tremblements de terre; que la partie nord-ouest a des volcans et des tremblements de terre, mais pas de terrasses; et que la partie nord-est a des tremblements de terre, mais pas de volcans ni de terrasses.

En considérant les choses de plus près, nous voyons, comme il a été dit plus haut, que les terrasses diminuent à mesure qu'on se rapproche de l'Équateur et manquent tout à fait dans le nord; que les tremblements de terre, au contraire, accompagnent les grandes chaînes de montagnes. Comme celles-ci s'infléchissent vers le nord-est, les tremblements de terre apparaissent aussi dans la partie

nord-est de l'Amérique du Sud. Les terribles secousses de Caracas se sont produites bien en dehors du domaine des volcans et des terrasses.

Le rapprochement de ces différents phénomènes dans l'espace, au Chili, n'est donc qu'un argument de peu de valeur en faveur de leur connexité d'origine, et, dans le Nord de l'Amérique du Sud, d'autres théories ont été émises sur la nature des tremblements de terre. En cette même année 1835, Boussingault déclarait que les plus grands tremblements de terre du Nouveau-Monde n'avaient absolument aucun lien avec les éruptions volcaniques : leur origine devait être attribuée à « un véritable tassement » dans l'intérieur des Cordillères. « Ces tassements des Cordillères, dit-il, qui ont dû être si communs immédiatement après leur soulèvement, se continuent encore de nos jours. Je n'hésite pas à leur attribuer la plupart des grandes commotions qui ébranlent si souvent les montagnes[1]. »

Karl Fuchs affirme que depuis qu'on observe d'une façon vraiment scientifique les tremblements de terre, et qu'on étudie leurs manifestations et leurs effets, parmi des milliers de phénomènes de ce genre, *pas un seul cas de soulèvement n'a été signalé*[2]. Il est certainement très remarquable que, depuis des années, quoique l'on accorde une attention croissante aux tremblements de terre, aucune donnée nouvelle sur les soulèvements du sol ne nous soit parvenue de l'Amérique du Sud. Fonck en a donné cette raison que les derniers centres d'ébranlement se trouveraient plus éloignés des côtes; mais cette allégation ne me paraît pas suffisamment justifiée par les observations recueillies[3].

Voici donc, à mon avis, ce qu'il faut penser des théories si souvent émises sur les soulèvements intermittents du sol dans la partie occidentale de l'Amérique du Sud :

1° Au *Callao*, la présence de « débris de cuisine » a fait naître des idées fausses : il s'agit ici, en réalité, d'un banc qui se forme et disparaît successivement, sur la côte de l'île San Lorenzo faisant face à la terre ferme.

1. Boussingault, *Sur les tremblements de terre des Andes* (Ann. de Chimie et de Phys., LVIII, 1835, p. 81-88). Les exemples cités se rapportent seulement à la destruction de sommets de montagnes. Les vues relatives au soulèvement des montagnes à l'état solide et à la constitution des chaines par des voussoirs de dimensions différentes sont très remarquables pour l'époque. Voir aussi Humboldt, *Kosmos*, IV, p. 219-490.

2. K. Fuchs, *Vulcane und Erdbeben*, in-8°, 1875, p. 178. Voir également l'ouvrage anonyme : *Scepticism in Geology and the Reasons for it*, in-8°, London, 1877, p. 10 et suiv.

3. F. Fonck, *Las ajitaciones oceanicas causadas en las costas del Pacifico por el terremoto del 13 agosto 1868* (Anal. Univ. Chile, 1871, p. 302-303).

2° En ce qui concerne le cas de *Valparaiso*, en 1822, les témoins les plus autorisés, comme Cuming, ont nié de la façon la plus formelle qu'aucune modification ait été apportée au rivage.

3° Lors du tremblement de terre de la *Concepcion*, en 1835, les mouvements de l'Océan Pacifique furent si violents qu'après la secousse quelques pieds de terre demeurèrent à sec sur le rivage; mais cela ne dura pas, et quelques semaines suffirent pour que la mer reprît son équilibre.

4° Nous n'avons aucune donnée précise sur le tremblement de terre de *Valdivia*, en 1837.

5° Dans aucun des nombreux tremblements de terre qui, depuis lors, ont ébranlé la partie occidentale de l'Amérique du Sud., on n'a constaté de soulèvement du sol.

CHAPITRE III

DISLOCATIONS[1]

Décomposition des efforts. — A. Dislocation par mouvement tangentiel; plissement; structure imbriquée; chevauchements ou *Wechsel;* décrochements horizontaux ou *Blatt;* torsion. — B. Dislocation par mouvement radial; affaissement sur une base qui se déplace; flexures et failles; réseaux de cassures; effondrements circulaires. — C. Dislocation par mouvement radial et mouvement tangentiel combinés; plissement à rebours; déversement des plis.

Il s'est produit depuis quelques années, au sujet de la formation des chaînes de montagnes, une véritable révolution dans l'esprit des géologues. Indépendamment des travaux excellents, mais déjà anciens, de Favre, pour ne parler que de l'Europe, Heim, Baltzer, Mojsisovics, etc., dans les Alpes, Paul dans les Carpathes, Credner dans l'Erzgebirge, Lossen dans le Harz, Mac Pherson en Espagne et beaucoup d'autres observateurs ont tant fait pour rectifier et élargir les conceptions relatives à la structure des grandes chaînes, qu'il est désormais superflu de réfuter les idées qui avaient cours autrefois sur le soulèvement des montagnes. D'autre part, on doit le reconnaître, les vues nouvelles sur le rôle des mouvements généraux, que toutes les roches subissent d'une manière également passive, ne sont encore fixées que dans leurs grandes lignes. Il s'agit maintenant de préciser les détails des phénomènes par une minutieuse analyse et une comparaison attentive des cas particuliers : telle est la tâche qui s'offre, aujourd'hui, aux efforts des géologues. C'est ce qui donne un surcroît d'intérêt à toute étude sérieuse d'une dislocation déterminée, ou à la représentation exacte d'une coupe artificielle de quelque étendue, comme le profil du Saint-

[1. Traduit par Emm. de Margerie.]

Gothard de Stapff ou celui du Bœtzberg par Moesch; et, de même, c'est avec un vif sentiment de gratitude que l'on revient au trésor des observations accumulées par les anciens auteurs : je suis heureux de reconnaître, par exemple, tous les secours que j'ai puisés dans l'ouvrage de Von Carnall sur les failles du terrain houiller, qui date d'un demi-siècle. D'ailleurs, je n'hésite pas à l'avouer, quel que soit l'intérêt qui s'attache aux nombreuses expériences faites en vue de reproduire les phénomènes de fracture ou de plissement, l'étude directe des points décisifs, dans la nature, me paraît, pour le moment, beaucoup plus importante : la section transversale d'un simple morceau de schiste plissé, ou le dessin d'une coupe relevée dans une mine, comme les esquisses que Köhler a données du bassin houiller de la Westphalie, nous font comprendre immédiatement toute une série de phénomènes mécaniques, auxquels on n'accordait que rarement, autrefois, l'attention qu'ils méritent[1].

Les dislocations visibles dans l'écorce terrestre sont le produit de mouvements qui résultent de la diminution du volume de notre planète. Les efforts développés par l'effet de ce phénomène tendent à se décomposer en efforts *tangentiels* et en efforts *radiaux*, et par suite en mouvements horizontaux (c'est-à-dire en poussées et en plissements) et en mouvements verticaux (c'est-à-dire en affaissements); il y a donc lieu de diviser les dislocations en deux groupes principaux, suivant que les déplacements relatifs de portions primitivement contiguës de l'écorce terrestre ont eu lieu dans un sens plus ou moins horizontal ou dans un sens plus on moins vertical.

Il y a des régions très vastes où les dislocations du premier groupe jouent le rôle prépondérant; dans d'autres, ce sont les dislocations du second groupe qui l'emportent; ailleurs, on observe à la fois des accidents rentrant dans ces deux catégories, et rattachés néanmoins d'une manière intime, la décomposition des mouvements dans l'espace ayant été, par conséquent, moins complète. Cette distinction fondamentale dans les mouvements de la lithosphère est nettement mise en évidence par la structure de l'ancien continent; elle n'a pas échappé non plus aux géologues américains : « La province géologique du *Great Basin*, dit Clarence King, a subi deux types différents d'activité dynamique : l'un, dans

1. G. Köhler, *Ueber die Störungen im westphälischen Steinkohlengebirge und deren Entstehung* (Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen, XXVIII, 1880, p. 195-210, 2 pl.); B. Lotti, *Sopra una piega con rovesciamento degli strati paleozoici*, etc. (Boll. R. Comit. Geol. d'Italia, XII, 1881, p. 85-96, pl. III); B. Lotti, *La doppia piega d'Arni e la sezione trasversale delle Alpi Apuane* (Ibid., p. 419-428, pl. IX).

lequel la pression tangentielle a été manifestement le facteur principal, et qui a produit, probablement après la période jurassique, une contraction et un plissement; l'autre, où les mouvements ont été verticaux, probablement au cours des temps tertiaires, et où il n'y a que peu de traces d'une pression tangentielle[1]. »

Nos collègues d'au delà de l'océan sont même allés beaucoup plus loin. Dès l'année 1875, en comparant les Appalaches plissés aux Basin Ranges affaissées, Gilbert exprimait l'hypothèse que les causes du mouvement, *superficielles* dans les Appalaches, étaient *profondes* dans les Basin Ranges[2]. Nous aurons l'occasion d'examiner jusqu'à quel point cette hypothèse se trouve confirmée, en Europe, par les relations existant entre les Alpes et les massifs qui forment leur avant-pays vers le nord. Dès à présent, l'on peut toutefois remarquer que les dislocations du second groupe sont seules, en général, accompagnées d'éruptions volcaniques.

Les principes sur lesquels doit s'appuyer la terminologie des accidents orogéniques[3] ressortent clairement des considérations précédentes.

A. — DISLOCATION PAR MOUVEMENT TANGENTIEL

Nous commencerons par les mouvements résultant d'un effort tangentiel.

La conséquence la plus simple et la plus immédiate d'un mouvement des parties supérieures de l'écorce terrestre dans le sens horizontal est la production de *plis* allongés, dont les arêtes se poursuivent sur une certaine longueur, s'abaissent ensuite peu à peu et sont remplacées par d'autres rides, plus ou moins parallèles aux premières. Parfois une voûte se bifurque, ses deux branches faisant entre elles un angle aigu. Ces plis sont gênés dans leur développement par les obstacles qui s'opposent à la propagation des poussées horizontales, et leur direction s'infléchit alors en dessinant des courbes dont la convexité est tournée dans le sens du mouvement général. Le secteur central du Jura constitue un exemple excellent, et d'ailleurs depuis longtemps connu, de cette disposition.

1. Clarence King, *U. S. Geol. Exploration of the* 40th *Parallel*, I, 1878, p. 744.

2. G. K. Gilbert, *in* Wheeler, *Report Geol. and Geogr. Explorations and Surveys West of the* 100th *Meridian*, in-4°, III, 1875, p. 62.

[3. Voir Alb. Heim et Emm. de Margerie, *Les Dislocations de l'écorce terrestre. Essai de définition et de nomenclature* (texte en français et en allemand; synonymie en français, allemand et anglais). In-8°, Zürich, 1888.]

Le phénomène du plissement affecte les formes les plus diverses, et on l'observe dans des roches et aux altitudes les plus variées. En Moravie, dans les schistes rubanés à ménilite qui accompagnent la bordure extérieure de l'extrémité occidentale des Carpathes, les plis présentent la régularité d'un modèle schématique. Les personnes qui ont vu les murailles de l'Axenberg, sur le lac des Quatre-Cantons, peuvent se souvenir de la surprise où les a plongées l'inextricable enchevêtrement des bancs calcaires (fig. 15). On connaît des plis, dans l'Himalaya, à des hauteurs qui dépassent

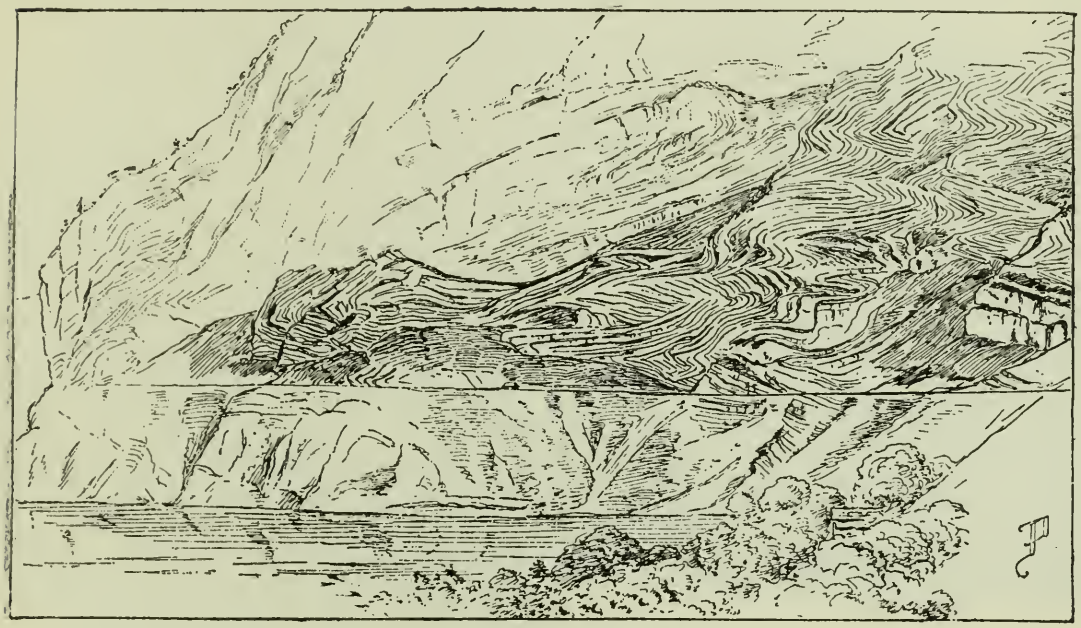


Fig. 15. — Replis des couches crétacées de l'Axenberg, Lac des Quatre-Cantons. Dessin de Prudent, communiqué par le Club Alpin Français.

de beaucoup le niveau des cimes les plus élevées des Alpes (fig. 16). En Amérique, la structure plissée des Appalaches est devenue, dans sa simplicité grandiose, le point de départ de travaux tectoniques importants, à une époque où, en Europe, chaque pli anticlinal était encore regardé comme un axe de soulèvement autonome.

Si la masse comprimée se replie sur elle-même, elle se dresse en *voûtes rompues*, qui, parfois, peuvent se faire face l'une à l'autre. Les exemples décrits par Kaufmann au Pilate, par Escher au Sentis, par Richthofen au lac Formarin dans le Vorarlberg, et par Lotti dans les Alpes Apuennes nous montrent diverses modifications de cette structure.

Il est parfaitement exact, comme le fait remarquer Heim, qu'un même mouvement peut donner naissance à des plis déjetés en sens

contraire : par exemple, dans une chaîne poussée vers le nord, il peut se former à la fois des plis déjetés vers le nord et des plis déjetés vers le sud; il est également certain que la condition déterminante, au point de vue du sens du déjettement d'un pli, est la hauteur relative de ses deux bases. Cependant, Thurmann l'a depuis longtemps montré pour le Jura, et Heim lui-même en indique de nombreux exemples dans son grand ouvrage[1], l'observation nous

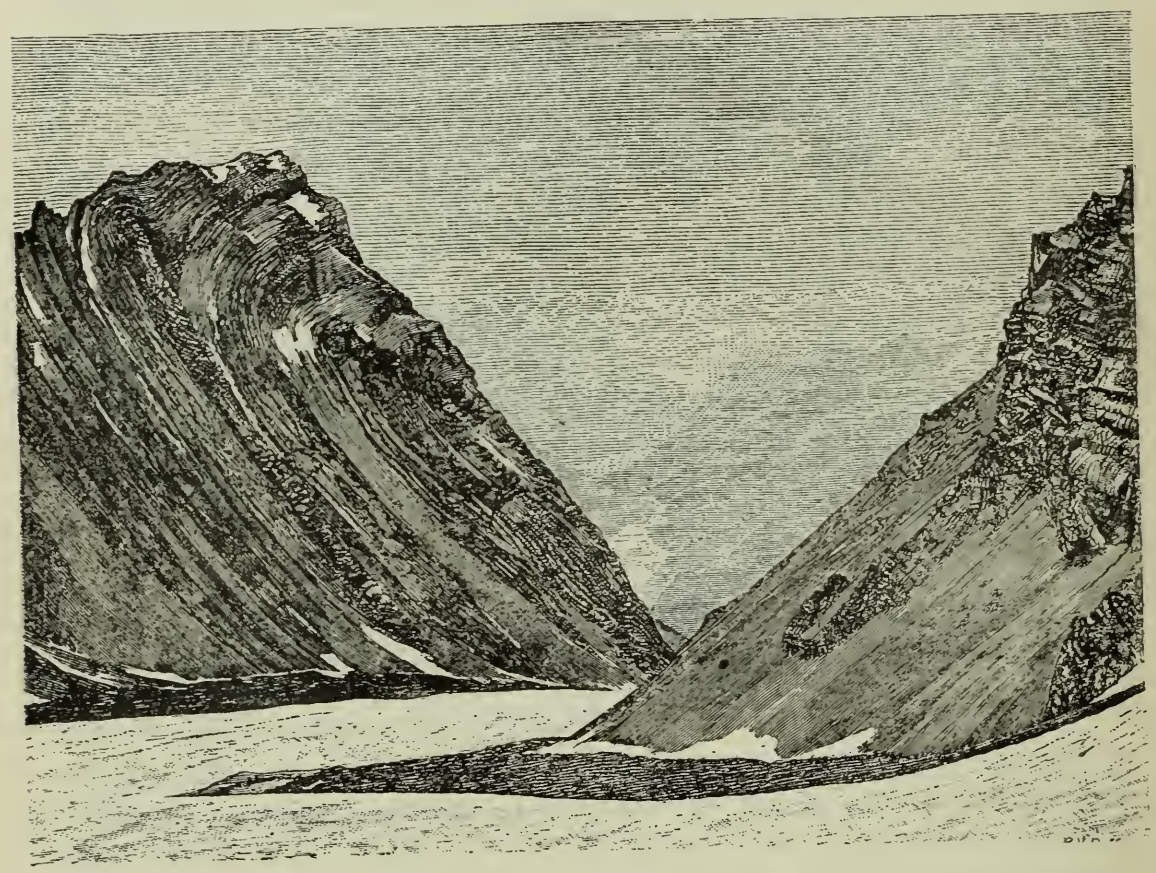


Fig. 16. — Couches plissées et renversées, Col de Manirang, Himalaya (d'après une photographie communiquée par F. Stoliczka).

apprend que, dans une région donnée, la majorité des plis sont déjetés dans un seul et même sens, et de telle sorte que la tête du pli est dirigée vers l'extérieur et la pointe du synclinal suivant vers l'intérieur; dans la plus grande partie des Alpes, par conséquent, les anticlinaux font face au nord et les synclinaux regardent le sud. Cette circonstance donne l'explication de la règle énoncée par B. Studer, à savoir que les couches recourbées en C, dans les Alpes Suisses, tournent leur concavité vers l'extérieur. L'exemple le plus imposant et le plus remarquable de ces pénétrations hori-

1. A. Heim, *Der Mechanismus der Gebirgsbildung*, in-4°, 1878, I, p. 233; II, p. 207.

zontales par plissement (*Einfaltung* et *Ueberfaltung*) nous est fourni par la zone de contact du Trias et du calcaire jurassique avec le gneiss, sur la lisière nord du massif du Finsteraarhorn, zone dont Heim et Baltzer ont si bien décrit les détails[1].

Le sommet de la Jungfrau est constitué, sur 800 mètres de hauteur, par du gneiss, débordant au delà de sa limite normale; au-dessous, les grands escarpements du versant nord sont formés de calcaire jurassique, remplissant deux grands plis synclinaux en-

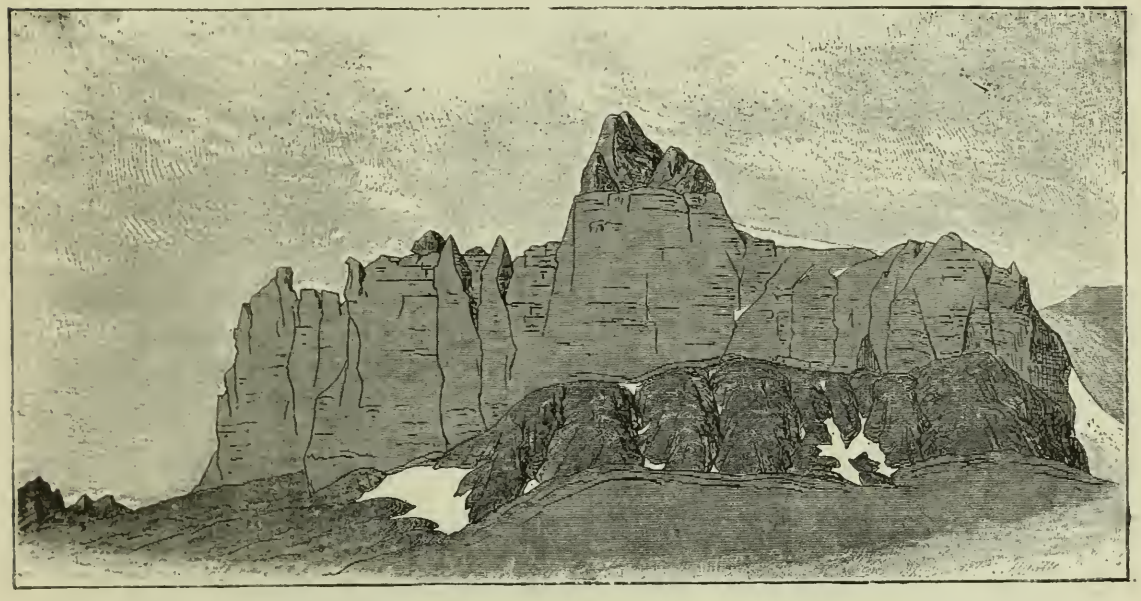


Fig. 17. — Sommet du Gstellihorn, vu du Laucherli (Massif du Finsteraarhorn), d'après un croquis de l'auteur.

Le dessin représente deux bandes de gneiss, dont l'une forme la partie culminante de la montagne, et deux bandes de calcaire jurassique, enveloppées par du Trias.

castrés dans le gneiss, et, sous ces parois jurassiques, le gneiss reparaît encore une fois. Le plus élevé des deux coins jurassiques pénètre en se rétrécissant progressivement jusqu'à une distance de 3 kilomètres dans l'intérieur de la masse de gneiss, tandis que le second se termine brusquement. Ce recouvrement se poursuit vers l'est, avec des modifications diverses, sur le versant septentrional de ce grand massif montagneux. M. Baltzer a eu la bonté de me conduire de Hof, près de Meiringen, jusqu'à l'Urbachsattel, au-dessous du Gstellihorn, où cinq plis couchés de gneiss, partielle-

1. Heim, ouvr. cité, et A. Baltzer, *Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland*, in-4° et atlas (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, XX, 1880). [Voir aussi Edm. von Fellenberg, *Geologische Beschreibung des westlichen Theils des Aarmassivs*, in-4° et atlas (Ibid., XXI), 1893; en particulier pl. VII : vue des escarpements de la Jungfrau.]

ment enveloppés par du Trias, pénètrent dans le calcaire jurassique. Le sommet escarpé du Gstellihorn, isolé par l'érosion, est formé d'une calotte de gneiss, faisant partie du coin le plus élevé, le cinquième; sous ce chapeau vient une masse de calcaire jurassique, enfoncée par le plissement : elle forme des murailles abruptes, et Baltzer a trouvé à la limite supérieure et à la limite inférieure des traces du Trias; puis de nouveau du gneiss, appartenant au quatrième coin. Cette coupe est d'une merveilleuse netteté, et la représentation qu'en a donnée Baltzer rend admirablement, dans toute sa grandeur, ce spectacle du pétrissage des roches les plus résistantes.

A l'extrémité des longs et étroits plis de calcaire, que l'on regarde avec raison comme des synclinaux « étirés », la pression exercée sur le calcaire jurassique a atteint, en se combinant avec un déplacement horizontal des particules, sa valeur maximum. Il arrive alors que des fragments de calcaire, détachés de la masse principale, se trouvent isolés de toutes parts au milieu du gneiss; et, inversement, des morceaux de gneiss sont englobés dans le calcaire.

C'est là aussi, en ces points d'influence mécanique extrême, que se présentent ces curieuses transformations du calcaire jurassique en marbre, dont les mouvements orogéniques eux-mêmes ont été la cause. L'extrémité d'un pli calcaire de ce genre descend du Laubstock jusqu'à la route du Grimsel, où on peut l'examiner très facilement lorsqu'on parcourt la vallée du Hasli.

Dans tous ces phénomènes extraordinaires, et en particulier dans l'étirement des coins calcaires, la poussée en avant du toit semble avoir joué le rôle principal.

Les géologues qui ont étudié avec soin le Jura, Gressly, notamment, ont depuis longtemps constaté que, quand les plis sont fortement déjetés, ils tendent à se diviser en deux parties suivant leur axe, le toit étant alors poussé en avant par-dessus la surface de séparation ainsi produite. De même H. D. Rogers, en explorant les Appalaches, était arrivé à formuler cette règle : que dans un pli renversé, le flanc normal, c'est-à-dire le toit, est toujours poussé par-dessus le flanc renversé, correspondant au mur[1]. Si le pli originel est déjeté au nord et si l'ensemble de la région se déplace vers le nord, la surface de discontinuité plongera par conséquent vers le sud.

1. H. D. Rogers, *On the Laws of Structure of the more Disturbed Zones of the Earth's Crust* (Trans. Roy. Soc. Edinburgh., XXI, 1856, p. 442 : « Uninverted side of Wave usually shoved over the Inverted »).

Or, dans certaines régions montagneuses, cette disposition, au lieu d'apparaître isolément, se répète pour toute une série de plis parallèles. Il en résulte une structure d'ensemble très particulière : dans le pli primitif, la série des couches était renversée dans le flanc inférieur, normale dans le flanc supérieur ; comme, grâce au chevauchement du toit sur le mur, le flanc renversé échappe complètement à l'observation, il ne reste, pour chaque pli, que le flanc supérieur, constitué par des couches plongeant vers l'intérieur de la chaîne, mais non renversées — inclinées au sud, par conséquent, si le mouvement général est vers le nord; de telle sorte que, pour employer un procédé de désignation dû à Alb. Müller (de Bâle), on rencontre, en marchant vers l'intérieur de la chaîne, la série de couches suivante : *a b c d e, a b c d e, a b c d e.* Le

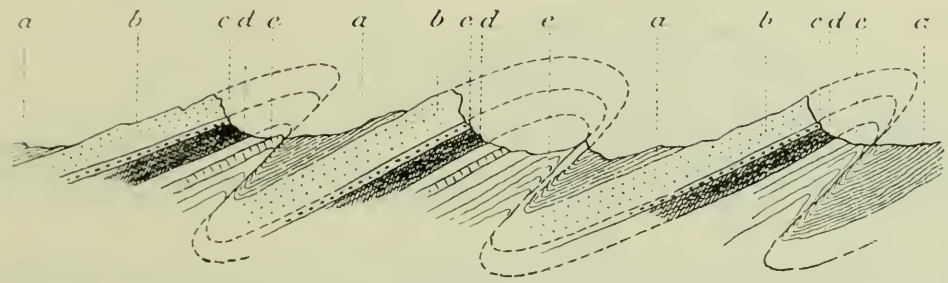


Fig. 18. — Structure imbriquée (d'après Heim).

plissement simple donnerait au contraire la coupe : *a b c d e d c b a b c d e d c b a*, etc.

Nous désignerons dorénavant ce phénomène sous le nom de *structure imbriquée* (Schuppenstructur).

La structure imbriquée est développée d'une manière remarquablement nette, comme l'a montré Bittner, dans la partie orientale de la zone calcaire des Alpes, dans la Basse-Autriche. Dans cette région, les longs affleurements linéaires ont déjà pris la direction nord-est des Carpathes, et la même succession se répète plusieurs fois de suite, toujours avec plongement au sud ou au sud-est : « L'on doit assimiler, dit Bittner, ces répétitions successives aux flancs supérieurs d'autant de plis déjetés ou couchés, dont l'axe anticlinal a été rompu par la continuation de l'acte même du plissement, de telle sorte que les flancs supérieurs ont été poussés les uns sur les autres, les flancs inférieurs s'amincissant au contraire au point de disparaître[1]. »

On retrouve la même structure plus ou moins bien développée

1. A. Bittner, *Die geologischen Verhältnisse von Hernstein*, p. 305.

dans d'autres parties des Alpes Autrichiennes, et elle se répète dans le Jura Oriental, au milieu de circonstances spéciales, là où le refoulement des terrains secondaires contre le massif de la Forêt-Noire s'accuse avec le plus d'intensité. Les plis réguliers du Jura s'étendent en décrivant un large croissant, à partir de l'ouest et du sud-ouest. D'après Alb. Müller, l'influence de la Forêt-Noire se fait sentir à l'est d'une ligne tirée depuis la pointe sud-ouest du massif vers le sud par Kandern et Lörrach, à l'est de Bâle, le long de la Birse, et suivant l'escarpement occidental du plateau de Gempen jusque vers Nunningen. A l'est de cette ligne se trouve une zone de dépôts jurassiques non plissés, plongeant vers le sud et formant comme un épaulement méridional à la Forêt-Noire ; c'est le *Tafel-*

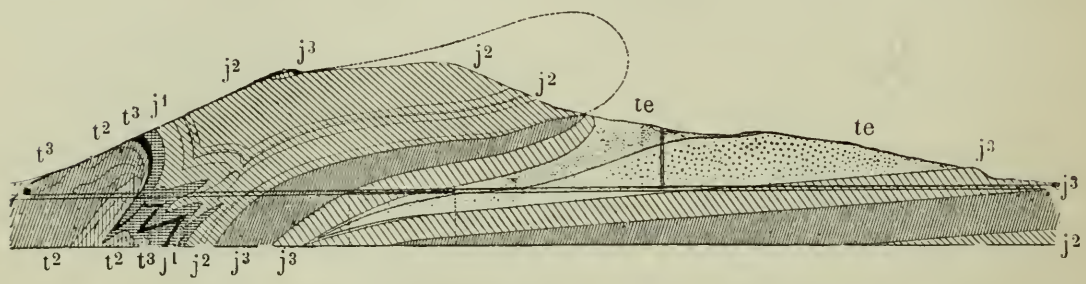


Fig. 19. — Coupe du tunnel du Bötzberg, montrant les couches miocènes pincées entre la *région des chaînes du Jura*, dont le bord est renversé, et la *région des plateaux*, où les couches plongent légèrement vers le sud (d'après Moesch).

t^1, t^2, t^3 = terrain triasique ; j^1, j^2, j^3 = terrain jurassique ; *te*, *te* = couches miocènes.

jura ou Jura des plateaux. Plus au sud s'étend le *Kettenjura* ou région des chaînes jurassiennes.

D'après le même observateur, la partie septentrionale des chaînes du Jura, entre Nunningen, Bretzwyl et Reigoldtswyl, est poussée jusqu'à une distance de 1 kilomètre ou 1 kilomètre et demi par-dessus la région des plateaux ; ce sont presque toujours les marnes oolithiques du Jurassique moyen (horizon du *Rogenstein*) qui reposent sur le Jurassique supérieur légèrement incliné vers le sud. Au sud de ce recouvrement, au voisinage du grand tunnel du Hauenstein par exemple, on voit apparaître trois à quatre crêtes de Muschelkalk, où les bancs plongent constamment vers le sud[1].

Les excellents travaux que Moesch a publiés sur cette partie du Jura permettent de suivre avec une grande netteté les changements graduels de structure qui se produisent dans le sens longi-

1. Alb. Müller, *Ueber die anormalen Lagerungsverhältnisse im westlichen Basler Jura* (Verhandl. Naturforsch. Gesellsch. Basel, VI, 1878, p. 428-462, pl.) ; voir aussi Studer, *Geologie der Schweiz*, II, p. 330 ; Moesch, *Der südliche Aargauer Jura* (Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, X, 1874), pl. II, fig. 3.

tudinal, c'est-à-dire dans la direction du nord-est. A Saalhöfen, en dessous de la Gaisfluh, à l'est d'Oltingen, et de cette localité jusqu'au delà de Densbüren et à l'Aare, la lisière septentrionale de la région des chaînes se présente partout sous la forme d'une voûte déjetée vers le nord et reposant sur la bordure des plateaux par l'intermédiaire d'une série de couches renversées : la Mollasse miocène se trouve ainsi pincée, comme une sorte de long ruban, entre l'anticlinal, déversé du sud vers le nord, et le plateau, qui s'incline doucement en sens contraire.

Le tunnel du Bötzberg recoupe d'abord sur toute sa largeur, en venant du sud, le pli renversé de Trias et de Jurassique ; il pénètre ensuite dans la zone des dépôts miocènes, qui s'enfonce comme un

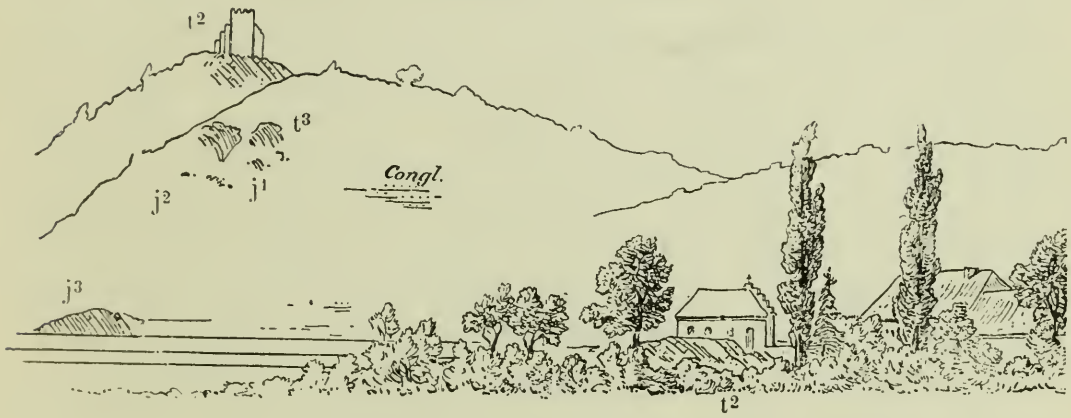


Fig. 20. — La Habsbourg (d'après un croquis de l'auteur).

t^2 = Muschelkalk ; t^3 = Keuper ; j^1, j^2, j^3 = terrain jurassique.

coin en profondeur, et atteint enfin, par-dessous, les couches jurassiques les plus supérieures, non dérangées, de la région des plateaux[1].

Le renversement de la bordure septentrionale du Jura se poursuit au delà de l'Aare. Les bancs du Muschelkalk, inclinés au sud, traversent la rivière près des bains de Schinznach (t^2, fig. 20) et remontent ensuite jusqu'au sommet du Wülpelsberg, où leurs tranches redressées supportent les ruines vénérables de la

1. C. Moesch, *Der Aargauer Jura und die nördlichen Gebiete des Cantons Zürich* (Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, IV, 1867), en particulier p. 266 et suiv. ; 20 coupes à la limite du plateau jurassien et des chaînes du Jura ; voir aussi la coupe du tunnel du Bötzberg dans le supplément à ce travail publié avec la livr. X, 1874. Müller a cru devoir admettre, pour expliquer la structure imbriquée, outre la pression venant du sud et la résistance du massif de la Forêt-Noire, une série de cassures parallèles ; c'est ainsi que, à propos de la chaîne du Wiesenberg-Mont Terrible et de la ligne du Hasenhubel, il parle de « secousses répétées et de poussées venant de la profondeur ». Néanmoins, je partage à cet égard l'opinion antérieure, actuellement représentée en parfaite connaissance de cause par Moesch, et d'après laquelle tous ces accidents doivent être ramenés à des plis renversés et étirés.

Habsbourg. On y trouve des débris de *Placodus* et des *Myophoria*; la tour de l'ancienne forteresse est bâtie sur leur arête culminante. Sous le Muschelkalk, dont elles sont séparées par un talus raide et boisé, se trouvent des carrières ouvertes dans le gypse du Keuper (t^3, fig. 20), que supportent les calcaires noirs du Lias inférieur. Dans les prés qui viennent ensuite, on rencontre des blocs épars d'oolithe et, plus bas encore, au pied de la montagne, affleurent les bancs du Jurassique supérieur, plongeant vers le sud sous un angle de 60° et supportant toute cette série de couches[1].

Tandis que le renversement de la bordure septentrionale se continue ainsi, les plis, dans l'intérieur de la chaîne, reprennent peu à peu leur structure normale, disposition que la zone la plus interne, du côté du sud, n'avait pas cessé, d'ailleurs, de présenter, même au point où la structure imbriquée acquiert son plus grand développement.

Ainsi, dans la région où le Jura se rapproche le plus de la Forêt-Noire, ses chaînons présentent sur une certaine longueur le phénomène du chevauchement du flanc supérieur, qui est caractéristique de la structure imbriquée, et cette disposition disparaît aussitôt que l'obstacle qui l'a fait naître est dépassé. Mais la lisière septentrionale de la chaîne continue à être renversée, tandis qu'à l'intérieur, au contraire, les plis conservent une allure assez régulière, même dans la zone où apparaît la structure imbriquée.

Nous retrouverons la structure imbriquée dans le Tyrol méridional, et ailleurs encore.

Si l'on rapproche les exemples précédents des faits observés dans l'exploitation des mines, il paraîtra évident que ces accidents sont identiques aux recouvrements distingués sous le nom de *Wechsel* ou *Schlächten* en allemand, et de *Creeps* en anglais, c'est-à-dire aux *failles-inverses*, par opposition aux vraies failles.

Köhler, en particulier, dans le bassin houiller de la Westphalie, a eu le mérite d'appliquer les idées nouvelles sur la structure des montagnes à l'interprétation des accidents observés. La série sédimentaire, en Westphalie, a été plissée par une force horizontale, agissant du sud vers le nord.

« Sous le nom de *Wechsel* ou de chevauchement (*Ueberschiebung*), dit Köhler, on désigne ordinairement les accidents où une couche se trouve à un niveau plus élevé du côté du toit que du côté du mur ». En Westphalie, ces accidents sont *toujours longitu-*

1. Cette coupe a été décrite à plusieurs reprises, en dernier lieu, dans les Actes de la Société Helvétique des Sciences naturelles (Aarau, 1881, p. 70-71). Je n'ai pas observé en place le Jura brun et les marnes à insectes.

dinaux et plongent dans le même sens que les couches qu'ils affectent, mais avec une inclinaison un peu plus forte. L'amplitude de la dénivellation atteint, dans l'un des exemples décrits, 500 mètres. Les chevauchements les plus importants plongent au sud; il y a cependant quelques exceptions où l'inclinaison est au nord. Les chevauchements ne sont pas autre chose que « la plus haute puissance du plissement. »

Köhler compare ensuite les *Wechsel* avec la figure que Heim a donnée des plis renversés et étirés [1].

Il ressort des observations réunies de Wimmer, von Groddeck, Stelzner et Köhler, que le célèbre gîte du Rammelsberg, près de Goslar, coïncide avec un chevauchement du même genre, où le grès à spirifers du Dévonien inférieur est ramené par-dessus les schistes du Dévonien moyen; la forme particulière des amas est due à cette circonstance que le minerai lui-même a pris part aux mouvements orogéniques. L'allure des plissements observés, la pénétration des roches les unes dans les autres, l'écrasement et l'étirement des lits de minerai, réduits parfois à une épaisseur insignifiante, — tout rappelle, quoique sur une échelle réduite, les phénomènes signalés dans le massif du Finsteraarhorn [2].

On a signalé des cas où le chevauchement horizontal acquiert des proportions telles que des lambeaux assez étendus de couches anciennes, souvent même isolés par l'érosion, reposent sur des couches plus récentes. A cet égard, on peut citer, comme s'éloignant le plus des conditions normales de gisement, les accidents décrits par M. Bertrand, sur la lisière extérieure du Jura, entre Besançon et Salins [3]. —

La continuité des plis en direction est parfois interrompue par

1. Köhler, Mém. cité, p. 199-200.

2. Köhler, *Die Störungen im Rammelsberger Erzlager bei Goslar* (Zeitschr. f. Berg-Hütten- u. Salinenwesen, XXX, 1882, p. 31-43 et 278, 4 pl.).

3. M. Bertrand, *Failles de la lisière du Jura entre Besançon et Salins* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., X, 1882, p. 114-126). [Les *phénomènes de recouvrement* ont pris dans ces dernières années, à la suite des études de détail poursuivies en des régions très diverses, comme la Provence, les Alpes Françaises, l'Écosse, les Appalaches, etc., une importance inattendue; voir en particulier M. Bertrand, *Ilot triasique du Beausset (Var). Analogie avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XV, 1887, p. 667-702, pl. XXIII-XXIV); nombreux mémoires insérés dans le même recueil et dans les Comptes rendus de l'Académie des Sciences (1888 et années suiv.). Voir aussi *Report on the Recent Work of the Geological Survey in the North-West Highlands of Scotland, based on the field-notes and Maps of Messrs.* B. N. Peach, J. Horne, W. Gunn, C. T. Clough, L. Hinxman, *and* H. M. Cadell (Quart. Journ. Geol. Soc., XLIV, 1888, p. 378-441); C. Willard Hayes, *The Overthrust Faults of the Southern Appalachians* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1891, p. 141-154, pl. 2-3); A. Rothpletz, *Geotektonische Probleme*, in-8o, Stuttgart, 1894.]

un recourbement brusque en forme d'S, et par l'avancée d'un tronçon montagneux relativement à ceux qui l'avoisinent. On observe plus fréquemment encore des cassures plus ou moins verticales, séparant deux tronçons d'une chaîne perpendiculairement à sa direction. Ce *décrochement* relatif, souvent très notable, résulte sans doute d'un mouvement inégal des massifs contigus, et il arrive parfois que les plis, d'un côté de la surface de séparation, sont beaucoup plus serrés ou tendent davantage à passer à des chevauchements que sur l'autre lèvre.

Ces surfaces présentent un très grand intérêt pour l'intelligence du mode de formation des chaînes de montagnes.

En 1854, quand Escher, cet homme généreux dont le souvenir est ineffaçable, m'expliquait la structure plissée du Sentis, il insista tout spécialement sur une petite paroi de rochers, située au voisinage du Wildkirchli, qui semblait jalonner le passage d'une fente, recoupant les plis à angle droit. En 1857, lorsqu'il décrivait devant la Société Helvétique des Sciences naturelles réunie à Trogen les six plis du Sentis, il s'exprimait ainsi : « Tandis que l'on ne rencontre, dans le sens de la direction longitudinale de ces montagnes, aucune *faille*, on observe au contraire des fissures transversales qui traversent souvent de part en part tout le massif, comme entre le Wildkirchlein et la vallée du Rhin. Dans ces fentes perpendiculaires, on constate que les surfaces rocheuses ainsi disjointes sont polies et disloquées. »

Escher écrivait encore sur son carnet de notes, à propos d'une excursion au Rasenäuli : « Ce Valangien (au Bogarten-Furkeli) montre, ainsi que le Néocomien, une multitude de surfaces de glissement horizontales ; il paraît très probable que cette arête, avec ses parois striées, n'est qu'un tronçon d'une longue faille dirigée du nord au sud, et sur le trajet de laquelle se touvent également l'accident du Wildkirchlein-Bommen, le petit col de Stifel, et le Krinnenpass (Fählen-Saxerweg)[1]. »

Retenons de ce premier exemple : le tracé vers le nord (quelques degrés vers l'ouest), perpendiculairement à la direction de tous les plis, la grande longueur de l'accident et le striage horizontal des parois de glissement ; ce sont là les trois caractères fondamentaux de toutes les surfaces du même genre.

Les travaux de Jaccard sur le Jura Vaudois et Neuchâtelois permettent de reconnaître dans cette région la présence d'un dé-

1. A. Escher von der Linth, *Geologische Beschreibung der Sentis-Gruppe, herausgegeben von* Moesch (Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, XIII, 1878), p. 71, 231.

crochement analogue, mais bien plus important. A partir de la lisière sud de la chaîne, par l'extrémité nord-est du lac de Joux et les Hôpitaux, jusqu'aux environs de Pontarlier au nord, le tracé des plis du Jura subit une perturbation, très sensible au sud, et dont les effets paraissent aller en s'atténuant vers le nord. Elle se manifeste au sud par l'existence d'une série de chaînons de peu de longueur, orientés du S. au N. : Jaccard se demandait, en 1869, s'il fallait y voir des reliefs indépendants ou, simplement, les extrémités déviées des plis situés à l'ouest de l'accident en question. A en juger par ce que nous avons appris depuis lors, cette seconde hypothèse est sans doute celle qui correspond à la réalité des faits, et les plis intérieurs de la chaîne du Jura seraient donc, le long de cette grande ligne de décrochement N.-S., *entraînés perpendiculairement à leur direction.*

La partie orientale du massif a été poussée plus loin vers le nord que la partie occidentale.

Au Sentis, la direction des plis est vers le N.E., celle de l'accident transversal N. quelques degrés W. ; ici, la direction des plis est également N.E., celle de l'accident transversal N. Il paraît y avoir un second décrochement à l'ouest du précédent, passant par Les Tuffes et La Chaille (au sud du petit lac des Rousses), et se prolongeant fort loin dans la direction de Salins; sa direction rapprocherait par suite davantage du N.N.W. ; mais je ne dispose pas de renseignements détaillés à son sujet[1].

J'ai déjà signalé ailleurs, d'après les observations de Studer, le décrochement qui se produit de part et d'autre du lac de Thoune, dans sa partie d'amont, perpendiculairement à la direction des chaînons, ainsi que les déplacements relatifs des divers tronçons de Mollasse, que Kaufmann a fait connaître entre le lac de Thoune et le lac de Zürich[2].

1. A. Jaccard, *Jura Vaudois et Neuchâtelois* (Matériaux pour la Carte géol. de la Suisse, VI, 1869, 263-264). [Une 2e éd. de la carte (feuille 11) a paru en 1893. Ces décrochements, sur le versant français, ont été étudiés par M. Bertrand ; voir la feuille de *Lons-le-Saulnier* (n° 138) de la *Carte géologique détaillée* à 1 : 80.000.]

2. *Entstehung der Alpen*, p. 61 et suiv. [Comme exemples de décrochements, on peut citer, en France, les rejets successifs du Salève (G. Maillard, *Notes sur diverses régions de la feuille d'Annecy*, Bull. Serv. Carte géol., t. III, 1891, n° 22, p. 9; H. Schardt; *Études géol. sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura*, Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., XXVII, 1891, p. 86 et pl. VI) et le grand accident qui, dans la vallée de la Garonne, recoupe en biais le chaînon des Petites-Pyrénées (A. Leymerie, *Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute-Garonne*, in-8°, 1881, p. 510, 512 et 568; Emm. de Margerie et Fr. Schrader, *Aperçu de la Structure géologique des Pyrénées*, Ann. du Club Alpin Français, XVIIIe année, 1891, p. 589-590).]

Dans les Alpes Orientales, il existe de nombreux décrochements, dirigés toujours vers le N. ou le N.E., très généralement, N.N.E., et cela quelle que soit la direction des chaînons correspondants. Les surfaces de rupture sont fortement inclinées, et autant la direction de ces accidents se montre constante, autant leur plongement est de sens variable, et change facilement de l'W.N.W. à l'E.S.E. Les surfaces elles-mêmes sont souvent bosselées, mais cependant parfaitement polies; il n'est pas rare d'y observer des stries ou des sillons horizontaux ou peu inclinés, avec tendance, comme le cas est fréquent lorsque se forment des « miroirs » de ce genre, au détachement de petits fragments lenticulaires ou en forme de coin. Dans les calcaires, les parois sont parfois entièrement constituées par des morceaux polyédriques, attenant à peine les uns aux autres, de la roche brisée dans l'acte même du mouvement, et le polissage affecte alors tous ces fragments multiples. Dans les schistes ou les marnes durcies, l'écrasement de la roche ou le développement, dans sa masse, d'un réseau de surfaces lustrées et striées va même beaucoup plus loin, et ainsi se produit la structure particulière qui, dans le Harz, est désignée sous le nom de *Verruschelung*.

Dirigeons-nous d'abord, en partant de Berchtesgaden, vers le Königsee, au sud. Au point où la Falkensteiner Wand s'avance le plus loin dans le lac, les calcaires stratifiés qui la constituent forment une grande paroi verticale tout unie, orientée vers le N.N.E., avec de nombreuses fentes parallèles à l'intérieur de la roche. Si nous gravissons, de l'autre côté du lac, les pentes de la Steinerne Meer, massif calcaire très puissant, nous rencontrerons à plusieurs reprises, pendant l'ascension, d'autres surfaces également dirigées vers le N.N.E., par exemple près de la source dans la Saugasse, puis au sommet du plateau lui-même, dans le chemin creux au-dessus de la Funtensee-Alp. La masse entière de la Schönfeldspitze, avec ses couches recourbées, fait l'effet d'un voussoir comprimé entre des fentes N.-S. ou N.N.E. A la Buchlauer Scharte, on atteint le rebord de l'escarpement méridional, qui forme en même temps la limite sud de la zone calcaire. La muraille à l'est du col est formée par de grandes surfaces, dont la direction est encore N.N.E., et qui déterminent l'avancée d'un certain nombre de contreforts semblables à des piliers ou à des coulisses de théâtre, disposition qui se répète dans la vallée de l'Enns pour l'escarpement méridional du Dachsteingebirge.

Quand on est à la Buchlauer Scharte, on se trouve entouré de

hautes murailles d'un calcaire gris blanchâtre; par-dessous, dans la profondeur, s'étend une contrée montagneuse, arrondie et verdoyante. C'est la région schisteuse, paléozoïque, du Mitter-Pinzgau; elle ne s'élève à une altitude notable que beaucoup plus loin, aux environs de Zell et de Taxenbach; en arrière apparaît la crête dentelée des Tauern.

Franchissons cette région schisteuse.

Dans le gneiss des Tauern se rencontrent les filons (*Gangstreichen*) d'où provient « l'Or des Taurisques » et qui, pendant des siècles, ont été l'objet d'une exploitation active et fameuse. Ces filons ou « feuillets » aurifères sont très nombreux et, sauf de rares exceptions, dirigés tous vers le N.N.E. ou le N.E.; parfois aussi ils s'entre-croisent comme les mailles d'un filet. Deux zones ou faisceaux de ces *Blätter* sont particulièrement remarquables, d'une part la traînée N. N. E. du Rathausberg, qui se prolonge sur une longueur de 1 700 mètres, et de l'autre l'alignement Erzweise-Bockhardt-Siglitz, dirigé un peu plus à l'E., et que l'on peut suivre sur 7 kilomètres, en y comprenant son prolongement méridional de l'autre côté du glacier. Dans le sens vertical, on a poursuivi ces « feuillets » sur une hauteur de 1 500 mètres.

Une description très détaillée en a été donnée récemment par F. Pošepný. Cet observateur y voit le résultat d'inégalités dans le mouvement horizontal des diverses parties du massif : « Le phénomène tendait moins à la production d'une *fente* ou d'une fissure qu'au *déplacement* relatif des éléments du milieu solide. Les fissures résultantes ne sont ni rigoureusement rectilignes, ni planes; elles représentent au contraire des surfaces courbes. Par le fait du mouvement horizontal, il se forme dans les parties renflées des brèches de friction qui servent de cortège aux « Blätter », dans l'intervalle entre les surfaces de glissement. Ces décrochements pénètrent également dans le calcaire, au voisinage du Bockhardt[1].»

Laissant de côté cette région, dont les particularités sont si instructives, pénétrons plus avant vers le sud, jusqu'aux montagnes des environs de Raibl. On y trouve une série puissante de dépôts triasiques, comprenant plusieurs termes nettement différenciés. Ces couches s'inclinent régulièrement au sud; l'un des étages, le *calcaire métallifère*, qui forme toute la masse du Königsberg, renferme des gîtes de galène et de calamine. Des schistes noirs à poissons recouvrent le calcaire métallifère.

1. F. Pošepný, *Die Goldbergbaue der Hohen Tauern* (Archiv f. prakt. Geol., I, 1879, p. 21, 92, 218, etc.).

Pošepný a également consacré à ces gîtes une monographie, d'où il ressort que la galène remplit toute une série de décrochements ou de rejets, possédant une direction presque exactement N.E., et formant plusieurs faisceaux successifs. On peut, dit Pošepný, comparer ces fissures à de fines entailles pratiquées dans la roche; il est rare qu'elles se transforment en fentes véritables, ouvertes ou remplies de débris dus au frottement. Les parois en sont ordinairement lisses, parfois recouvertes de sillons parallèles, ou même de stries entre-croisées. Le plongement, variable, est tantôt vers l'est, et tantôt vers l'ouest; mais au sud, quand ces fissures atteignent la limite des schistes superposés au calcaire, on constate que ces schistes ont été entraînés, et que tout le terrain a subi un déplacement le long de ces « Blätter ». Le calcaire métallifère présente ainsi une série de brusques avancées en direction contre les schistes, et l'étude des affleurements, combinée avec celle de l'allure des couches en profondeur, a permis à Pošepný de montrer que la somme des décrochements successifs atteint environ 420 mètres sur le versant ouest de la vallée et à peu près 760 mètres sur le versant est, où l'état des choses est d'ailleurs moins clair. En outre, ces accidents se montrent disposés de telle sorte que c'est dans le fond de la vallée, orientée du N. au S., que le calcaire s'avance le plus vers le sud; il recule au contraire de plus en plus vers le nord, à chaque décrochement, sur les deux versants[1].

Quittons maintenant Raibl, et examinons la vallée parallèle de la Lahn, qui est située plus à l'est. On y observe un décrochement horizontal beaucoup plus important. Le versant occidental de la vallée correspond à peu près au prolongement des montagnes de Raibl; puis vient une ligne de discontinuité dirigée du N. au S. ou du N.N.E. au S.S.W., et coïncidant avec la vallée principale, et, au sud du point où celle-ci se bifurque, avec sa branche de gauche; peut-être même cet accident se prolonge-t-il jusque dans la vallée de Coritenza, par le col très déprimé qui se trouve à l'est du Mittagskogel. Tout le territoire qui se trouve à l'est de cette ligne, le massif montagneux de la Prinza, du Mangart, du Jelouz, etc., est poussé d'environ 3 à 4 kilomètres vers le nord[2].

1. F. Pošepný, *Die Blei-und Galmei-Erzlagerstätten von Raibl in Kärnten* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXIII, 1873, p. 325 et suiv.). La surface bosselée du « Morgenblatt », comme me l'apprend M. Grögen, ingénieur de cette mine, a déjà été reconnue sur 500 mètres dans le sens vertical; les trois groupes principaux de « Blätter » : Josephi, Struggl et Morgenblatt, sont dirigés N. ou N. N. E., et ces feuillets métallifères sont accompagnés de nombreux feuillets stériles. Les gisements de calamine sont distincts et recoupés par l'accident dit *Galmei-Kluft*, lequel s'oriente N.N.W.

2. Ed. Suess, Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XVII, 1867, p. 576.

On pourrait encore signaler, dans les Alpes Orientales, un grand nombre d'autres exemples; il suffira de rappeler la ligne de décrochement, également dirigée vers le N.N.E., dont il a été question à propos du tremblement de terre de Bellune.

Vers l'extrémité nord-est des Alpes, il se produit une déviation dans le tracé des décrochements, dont la direction N., N.N.E., ou N.E., est ailleurs si constante. A la Hohe Wand, près de Wiener-Neustadt, où des calcaires triasiques recouvrent les dépôts crétacés, ces deux terrains sont recoupés en même temps, comme

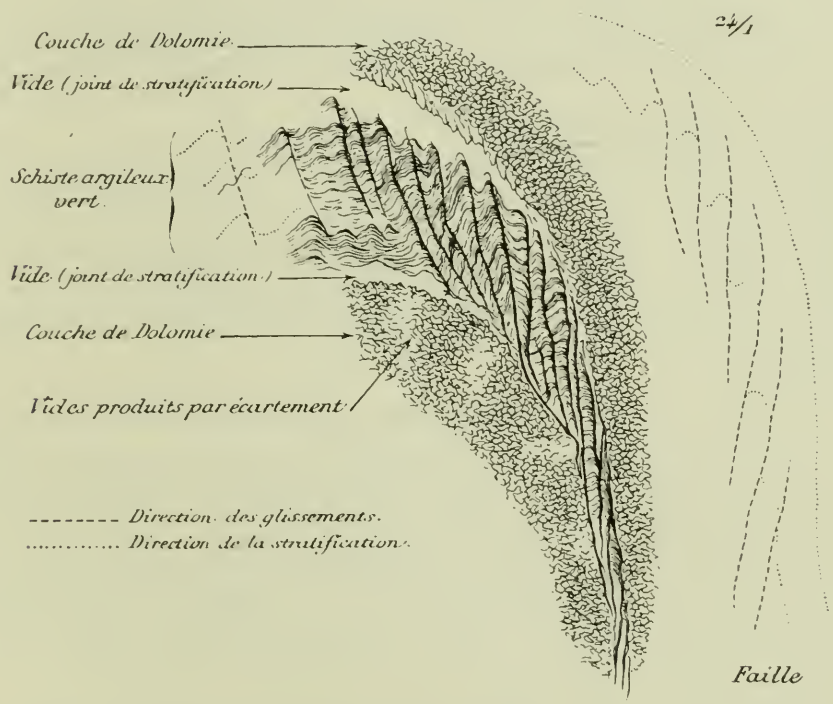


Fig. 21. — Failles microscopiques dans la Dolomie de Röthi (Tödi), d'après A. Heim.

l'a montré Bittner, par des surfaces orientées N.N.W., qui rejettent les affleurements[1]. Il y aura lieu de revenir sur cet exemple, particulièrement instructif, de croisement d'accidents.

On peut suivre ces surfaces verticales de décrochement à tous les degrés, dans les Alpes Orientales, au point de vue de l'influence qu'elles exercent sur la structure des montagnes, depuis la dislocation de massifs importants de part et d'autre d'une vallée, jusqu'à des rejets de quelques mètres seulement le long d'un « feuillet » minéralisé, ou même à la production, dans le calcaire, de fissures aussi minces qu'un cheveu : ces fentes imperceptibles paraissent

1. Bittner, *Hernstein*, p. 245 et suiv.

jouer ici un rôle analogue à celui des surfaces de glissement, bien plus petites encore, dont le microscope révèle la présence dans les roches qui ont subi un ploiement (fig. 21)[1].

Elles ne font pas défaut non plus dans d'autres régions; la faille de Medina, le long de laquelle une moitié de l'île de Wight a été poussée en avant de l'autre, en est un exemple instructif. Il n'est pas nécessaire d'insister sur le fait que ces surfaces, comme les chevauchements, résultent d'un effort tangentiel; mais il n'existe pas de nom pour les désigner.

Köhler connaît des accidents de cette espèce dans le terrain houiller et il les attribue aux *Uebersprünge* de Carnall. Je me servirai, en en parlant, d'une expression empruntée au langage des mineurs des Alpes, celle de *Blatt*.

Ainsi, les mouvements horizontaux déterminent la production, dans l'écorce terrestre, de surfaces de discontinuité se ramenant à deux types différents. Le premier groupe correspond aux chevauchements (*Wechsel* ou *Schlächten*), dont la répétition donne lieu à la structure imbriquée, et le second aux décrochements (*Blätter* ou *Uebersprünge*).

La direction des chevauchements correspond à celle des plis et subit les mêmes déviations. La direction des décrochements est plus ou moins perpendiculaire à celle des chaînons, mais pas toujours d'une façon rigoureuse; elle n'est pas, comme celle des chevauchements, soumise à des inflexions, et se rapproche probablement davantage de la direction vraie des mouvements subis par l'ensemble des masses minérales.

Les surfaces de chevauchement plongent toujours dans un sens déterminé, qui ne change pas en profondeur. L'inclinaison des surfaces de décrochement est, en général, très forte, mais elle peut changer de sens plusieurs fois suivant une même verticale.

Les décrochements se prêtent bien mieux à la formation d'une vallée que les chevauchements; ils sont parfois minéralisés, ce qui est beaucoup plus rare pour les failles-inverses.

Dans leur forme normale, les « Blätter » résultent d'un mouvement d'ensemble de même sens, mais d'inégale amplitude, des compartiments voisins. Très souvent d'ailleurs, dans ce déplacement de deux voussoirs contigus, il n'y a parallélisme que quant à la direction du mouvement, et l'inclinaison des couches peut être beaucoup plus forte d'un côté que de l'autre. C'est ce qui arrive

1. Heim, *Mechanismus der Gebirgsbildung*, pl. XV, fig. 8.

en particulier, quand, par suite d'un mouvement plus énergique, le voussoir poussé en avant de l'autre se plisse plus fortement. Aussi peut-il se produire, dans un décrochement, des dénivellations très sensibles, sans qu'il y ait eu réellement affaissement de l'une des lèvres, ou faille, au sens propre du mot ; et, alors, une particularité est caractéristique, c'est que les stries des miroirs ne sont pas verticales, mais au contraire fort peu inclinées sur l'horizon, ou bien l'on observe deux systèmes de lignes obliques l'un sur l'autre et dont le plongement est néanmoins peu accusé. —

Toutes ces conditions sont infiniment plus compliquées, tant pour les décrochements que pour les chevauchements, quand, dans une même région, le plissement s'est fait sentir suivant deux directions différentes.

Dans la plus grande partie de l'Europe, au nord des Alpes, le plissement des chaînes de montagnes est dirigé, comme dans le système alpin lui-même, vers le nord. Mais cela n'empêche point l'existence simultanée, dans l'Europe centrale, de deux directions différentes, qui ont déterminé la formation de plis et de chaînons orientés plutôt vers le N.E. dans le premier cas (direction des *Pays-Bas*) et vers le N.W., dans le second (direction *hercynienne*).

Quand l'une de ces directions règne seule, comme dans le Sud-Ouest de l'Irlande, où le Dévonien chevauche sur le Calcaire carbonifère (montagnes auprès du lac de Killarney [1]), dans les bassins houillers de la Belgique ou dans l'Erzgebirge, la continuité des lignes de dislocation et l'unité des mouvements orogéniques restent relativement faciles à saisir, en dépit de toutes les complications qui peuvent se présenter dans le détail. La tâche devient incomparablement plus difficile quand deux directions de plissement ont fait successivement sentir leur influence sur le même massif. —

D'après la description si instructive qu'en a donnée Lossen, le Harz doit être regardé comme un nœud montagneux, résultant d'un plissement unilatéral, ayant toutefois affecté d'abord la direction du système des Pays-Bas, puis la direction hercynienne. Ainsi, la région aurait commencé par être soumise à l'action d'une force dirigée du S.E. au N.W., qui aurait fixé les premiers linéaments de sa structure, encore reconnaissables aujourd'hui dans l'orientation d'une grande partie du massif ; plus tard, quand ces grands traits avaient déjà acquis leur disposition générale et quand, en

1. Ed. Hull, *The physical Geology and Geography of Ireland*, in-8°, 1878, p. 135, fig. 17.

particulier, la large bosse granitique du Brocken occupait déjà sa position actuelle sous les schistes et les quartzites paléozoïques, une force, agissant cette fois suivant la direction hercynienne, c'est-à-dire du S.W. au N.E., se serait fait sentir sur cette chaîne, jusqu'alors dirigée plus ou moins exactement vers le N.E. [1].

Les axes des plis et les plans de chevauchement ont fréquemment été déjetés par ce second mouvement. La formation du remarquable système de grands filons qui naît auprès de St. Andreasberg, à peu de distance, par conséquent, de l'extrémité méridionale du noyau granitique du Brocken, et dont Von Groddeck a mis en lumière la disposition rayonnante, est regardée par Lossen comme se rattachant à ces phénomènes orogéniques: il y voit la conséquence d'une torsion du massif montagneux [2].

Daubrée a soumis à une torsion atteignant 20 degrés des lames de verre résistant, dont les deux extrémités étaient maintenues par un étau. Après l'expérience, les lames ont été trouvées couvertes de fissures rayonnantes, disposées en faisceaux équidistants, partant des deux bords de la plaque [3].

Les cassures du Harz, dont quelques-unes atteignent 14 kilomètres de longueur, se sont formées dans des conditions très différentes. Il n'existe pas dans la nature de parois libres, comme celles qui, dans la plaque de verre de Daubrée, déterminaient l'allure des fentes; en outre, et ceci est capital, tandis que Daubrée imprimait à ses lames une véritable torsion hélicoïde, dans le Harz, il s'est produit successivement deux mouvements, perpendiculaires l'un à l'autre, mais n'ayant en rien, à les considérer séparément, le caractère d'une torsion. Néanmoins, il existe une certaine analogie entre les filons rayonnants de St. Andreasberg et les faisceaux de cassures produits artificiellement par torsion.

Grâce aux recherches de Kayser, nos connaissances sur ce système de fentes ont été complétées en plus d'un point important. On sait désormais que chacune de ces grandes cassures détermine un rejet, à la fois dans le sens horizontal et dans le sens vertical; et la dislocation affecte le granite au même titre que les autres roches.

Les principaux accidents sont : la ligne de l'Oder, la ligne

1. K. A. Lossen, *Ueber den Zusammenhang zwischen Falten, Spalten und Eruptivgesteinen im Harz* (Jahrb. k. preuss. Geol. Landesanstalt, II, 1882, p. 1-50).

2. A. von Groddeck, *Beiträge zur Geognosie des Oberharzes* (Zeitschr. deutsch. Geol. Gesellsch., XXIX, 1877, p. 440 et suiv.); Lossen, Mém. cité, p. 38.

3. A. Daubrée, *Études synthétiques de Géologie expérimentale*, in-8°, 1879, en particulier pl. II.

de l'Acker et le faisceau de St. Andreasberg (« Andreasberger Ruscheln »).

La ligne de l'Oder, longue d'environ 14 kilomètres, se dirige vers le N.N.W., à partir d'un point situé à l'est de St. Andreasberg, perpendiculairement aux plis du massif, qui présentent, dans cette région, la direction du système des Pays-Bas; son plan est incliné à l'est, et la lèvre orientale est à la fois poussée vers le nord et abaissée en profondeur. A l'est de ce grand accident, on rencontre toute une série de cassures, orientées au N.W., et qui viennent se terminer à sa rencontre, en faisant avec sa direction un angle aigu; la dernière vers le sud porte, sur la lèvre est, les traces d'une poussée notable vers le nord (4, fig. 22).

La ligne de l'Acker naît près de l'origine de la ligne de l'Oder et commence par se diriger au N.W.; sa direction s'infléchit ensuite de plus en plus vers l'W.N.W., de telle sorte qu'elle va en s'écartant toujours davantage de la ligne de l'Oder. On y observe, de même que le long d'une cassure parallèle qui l'accompagne au nord, un décrochement très sensible de la lèvre orientale vers le nord, puis, après son changement de direction, de la lèvre septentrionale vers l'ouest. Grâce à cette déviation progressive, elle se rapproche graduellement de la direction des nombreuses et importantes cassures de Clausthal, qui remplissent l'espace s'ouvrant entre la ligne de l'Oder et la ligne de l'Acker (3, fig. 22).

Un petit filon, très voisin de la ligne de l'Acker du côté du sud, et sur lequel se trouvent les exploitations « Segen Gottes » et « Neues Glückauf », se dirige vers le point à partir duquel rayonnent les grands filons; avec la ligne de l'Acker, il sépare une longue et étroite bande de granite de la grauwacke encaissante. Je signale cet accident, parce que ce n'est plus désormais la lèvre nord, mais bien la lèvre sud qui s'abaisse en profondeur et que probablement, d'après Kayser, la fente plonge fortement au sud. Comme le groupe des « Ruscheln », qui vient ensuite, est caractérisé par une inclinaison au sud et par la descente de la lèvre méridionale, il semblerait, d'après ces données, que l'étroite bande granitique en question représente un véritable *horst*, de part et d'autre duquel le terrain s'abaisserait en gradins successifs.

Les « Ruscheln » sont de larges fentes, remplies de matériaux brisés, circonscrivant au nord, à l'ouest et au sud l'espace de forme triangulaire où se trouvent les filons d'argent de St. Andreasberg. Les filons riches ne dépassent nulle part les « Ruscheln ».

La fig. 22 permet de se rendre compte de leur disposition, par rapport au centre de rayonnement commun.

La plus septentrionale, appelée Neufanger Ruschel, plonge au sud, et la lèvre méridionale est affaissée, comme l'ensemble du champ de filons. Les Ruscheln situées au sud plongent aussi dans le même sens, mais on ne paraît pas être d'accord au sujet de la

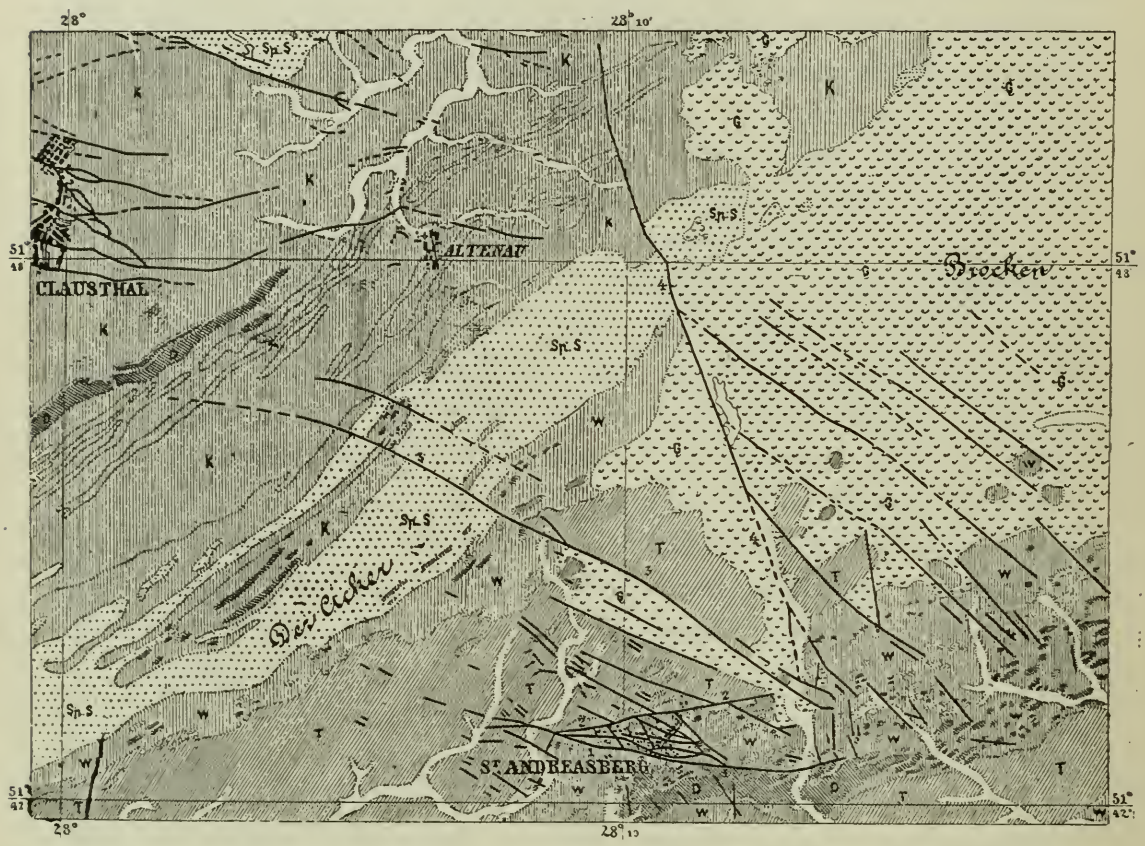


Fig. 22. — Le champ de fractures de St. Andreasberg (d'après Lossen et Kayser).

T = Grauwacke de Tann; W = Schistes de Wiede; Sp.S = Grès à Spirifers; K = Culm; G = Granite; D = Diabase. — 1. « Edelleuter Ruschel »; 2. « Neufanger Ruschel »; 3. Ligne de l'Acker; 4. Ligne de l'Oder.

plus méridionale d'entre elles, qui fait partie du grand faisceau des Edelleuter Ruscheln : on ne sait pas au juste si la lèvre sud y est encore abaissée ou si c'est un chevauchement [1].

Il est fort heureux qu'une tâche comme la solution des problèmes de dynamique terrestre soulevés par le double plissement et par l'allure rayonnante des failles, puisse être abordée dans une région telle que le Harz, dont l'accès est facile, où il existe des mines nom-

1. E. Kayser, *Ueber das Spaltensystem am Südwestabfalle des Brockenmassivs* (Jahrb. k. preuss. Geol. Landesanstalt, II, 1882, p. 412-454, pl. X, XI).

breuses et profondes, et où des savants consciencieux et habiles sont à l'œuvre : tout s'y trouve réuni, en effet, pour qu'il soit permis de compter sur de nouveaux progrès, d'une réelle portée pour l'intelligence du mode de formation des chaînes de montagnes en général. En tout cas, on peut d'ores et déjà reconnaître dans les faits observés à l'est de la ligne de l'Acker les indices d'une disposition hélicoïde, réalisée sur une grande échelle, et l'on peut d'ailleurs trouver, comme nous l'avons déjà dit, certaines analogies entre le rayonnement des filons et les faisceaux de cassures de Daubrée. La prédominance du plongement vers le sud, pour les accidents situés au sud de la ligne de l'Acker, est plus difficile à interpréter, en acceptant cette comparaison; si la ligne de l'Oder était dans les Alpes, à l'état isolé, on la considérerait sans doute comme un décrochement normal du plissement primitif, celui qui correspond au système des Pays-Bas. Mais la constance de direction des « Blätter » dans les Alpes contraste de la manière la plus frappante avec l'allure des autres rejets. Ce qui est certain, du moins, c'est que le granite du Harz se comporte d'une manière absolument passive vis-à-vis de ces cassures.

B. — DISLOCATION PAR AFFAISSEMENT

Les efforts résultant de la contraction de la masse terrestre, disions-nous, ont une tendance à se décomposer en mouvements affectant deux directions différentes, l'une tangentiellement, dans un sens voisin de l'horizontale, et déterminant la formation de plis, de décrochements ou de chevauchements, l'autre dans le sens vertical, et amenant la production d'affaissements. Il a déjà été question, il est vrai, de « Blätter » où les lignes de glissement à la surface des miroirs s'inclinent de haut en bas, et où des dislocations dans le sens vertical d'une réelle importance ont pu se produire; toutefois, même alors, le rôle initial et déterminant revenait à la composante horizontale. Il y a lieu, pour la netteté de l'exposition, d'interrompre la série d'exemples que nous avons suivie jusqu'à présent, et de passer à l'examen des cas extrêmes du second groupe de dislocations, pour revenir ensuite à l'étude des accidents tectoniques complexes où les deux composantes ont agi ou agissent encore simultanément.

L'expérience nous apprend que l'on ne saurait parler d'un effort radial, tant que l'on s'en tient aux accidents de la croûte extérieure

du globe. Il n'y a, dans le groupe si important de dislocations que je vais maintenant essayer d'analyser, *aucune trace d'une impulsion active de haut en bas*. Quand les mouvements tangentiels font défaut, les dislocations existantes s'expliquent facilement par une flexion du support et par la pesanteur : tout ce qu'on observe se ramène à des formes diverses d'*affaissements* et d'*effondrements* passifs. On garde l'impression que la composante radiale agit en profondeur, comme si elle parvenait à créer, au-dessous d'une enveloppe superficielle, des vides permettant aux voussoirs de cette écorce de s'y enfoncer.

Cette manière de voir n'est pas nouvelle; on la retrouve, sous des modifications diverses, dans beaucoup de travaux récents relatifs à la structure des montagnes. Elle est très importante pour comprendre l'agencement des parties extérieures de la planète; il ne saurait être question, toutefois, de la développer en détail dans cette introduction, dont le but est seulement de fixer, dans leurs traits principaux, la classification et la terminologie des dislocations.

L'étude d'un effondrement isolé ou d'une ligne d'affaissement envisagée pour elle-même ne mène pas à grand'chose. Tant que l'on a eu l'habitude de considérer à part chaque pli d'une chaîne de montagnes, et de regarder par exemple chacune des voûtes du Jura comme le produit d'un soulèvement linéaire indépendant, l'essence même des phénomènes de plissement est restée entièrement méconnue. De même que les plis, dans une grande chaîne, sont disposés suivant des lois identiques, de même que leur allure à chacun est liée à celle des plis voisins et à la structure générale du pays, on voit, dans des régions très vastes, les lignes d'affaissement se grouper en réseaux ou en systèmes qui, dans leur ensemble, marquent la position d'un champ d'affaissement, et sont, comme les plis d'une chaîne de montagnes, l'effet d'une cause commune.

L'on distingue, dans un champ d'affaissement normal, deux directions principales de failles; nous pouvons, comme l'a fait il y a longtemps déjà Deffner, dans le Jura Souabe, appeler les deux types de cassures correspondants failles *périphériques* et failles *radiales*. Il y a toujours aussi un certain nombre de failles *diagonales*, dont la direction n'obéit à aucune règle fixe, et, en outre, de petites failles *transversales* subordonnées, qui raccordent à angle droit les failles principales.

Les failles *périphériques* sont les plus importantes. Non seule-

ment elles délimitent, suivant des lignes courbes ou polygonales, le champ d'affaissement, mais elles se répètent à l'intérieur de ce contour d'une manière plus ou moins concentrique, en épousant souvent la direction de la corde d'un arc ou en coupant les angles du polygone; il n'est pas rare d'observer une sorte d'équidistance grossière, très remarquable. entre les zones de failles périphériques qui se succèdent des bords du bassin vers le centre.

Dans chacune de ces failles périphériques, sauf un petit nombre d'exceptions, la lèvre située du côté du centre du bassin est affaissée, de sorte que l'amplitude des rejets successifs s'ajoute en allant dans ce sens. Néanmoins, il arrive parfois qu'une bande comprise entre deux failles périphériques est descendue *trop bas,* de sorte que le rejet de la faille suivante change de sens, ce qui fait compensation dans une certaine mesure. Nous appellerons ces bandes déprimées des *fosses d'effondrement* (*Graben* ou *Grabensenkungen*, expressions empruntées au langage des mineurs). Il arrive enfin que, le long d'une faille périphérique, l'amplitude du rejet diminue progressivement, tandis qu'une seconde cassure parallèle prend naissance et se poursuit en augmentant d'importance, de manière à remplacer la première, comme cela se produit pour les plis dans les chaînes de montagnes. Le voussoir intermédiaire reste alors comme suspendu entre les deux cassures; c'est ce que Mojsisovics, dans les grandes failles d'affaissement des Alpes méridionales, a appelé des *ponts*.

Si les contours extérieurs de deux champs d'affaissement viennent à se rapprocher, en respectant dans l'intervalle une saillie séparative, de part et d'autre de laquelle les failles sont disposées en escalier, nous aurons ce que l'on désigne, dans le langage des mineurs, sous le nom de *Horst;* ce sera, dans ce cas, un *horst principal*, par opposition aux horsts subordonnés qui se forment çà et là au milieu d'un réseau de cassures. Nous trouverons ce caractère de horst principal, pour prendre des exemples, à la Forêt-Noire, aux Vosges, au Morvan et au Kaibab, dans la région des plateaux du Colorado. L'exemple de la faille de l'Acker, près de St. Andreasberg, nous a déjà montré que des horsts subordonnés peuvent naître même dans les régions plissées, quand des mouvements verticaux s'y produisent le long des cassures.

Les failles *radiales* sont beaucoup moins régulières dans leur allure que les failles périphériques. Elles se développent de préférence dans les champs d'affaissement dont l'étendue est restreinte; on les voit alors recouper les failles périphériques, en isolant des

voussoirs plus ou moins trapézoïdaux qui jouent obliquement d'une manière indépendante, ce qui vient troubler quelque peu l'ordonnance régulière de l'ensemble. Vers le centre, où les lignes radiales commencent à se presser les unes contre les autres, il se forme des coins étroits, et ce morcellement général de l'écorce donne naissance, en certains points, à des effondrements particuliers, très localisés, affectant des contours tantôt arrondis et tantôt anguleux ou irréguliers, et dont l'étendue au sein d'une même région affaissée peut être fort inégale. On doit indiquer, comme exemples de semblables effondrements centraux, le petit bassin du Ries, le Höhgau et les îles Lipari.

On sait, comme nous l'avons déjà remarqué, combien les failles de ce genre, même les plus importantes, où l'amplitude du rejet dans le sens vertical atteint plusieurs milliers de pieds, échappent facilement à nos regards, et combien il est fréquent que des coupes artificielles mettent à découvert de pareils accidents, là où l'on n'en aurait jamais auparavant soupçonné la présence. Aussi s'explique-t-on que les réseaux de failles ne soient ordinairement connus que d'une manière très incomplète. La Bohême, d'ailleurs si bien étudiée, en est un exemple frappant : aucun indice ne trahissait à la surface des collines monotones de Pržibram l'existence de la « Lettenkluft », puissant accident qui vient couper les filons d'argent, et que les exploitations ont permis de suivre jusqu'à plus de 1 000 mètres au-dessous du sol; cette faille fait reparaître dans la profondeur, au-dessous des étages azoïques du Silurien, leur soubassement de granite. Sa direction est N.E., et c'est la lèvre sud-est qu'on doit regarder comme affaissée [1].

Il est d'ailleurs extrêmement probable que la limite entre le granite et les dépôts azoïques qui, à peu de distance au sud, court en ligne droite et suit de même, en affleurement, la direction du N.E., représente une seconde faille analogue; ces deux cassures appartiendraient l'une et l'autre à un grand système de failles N.E., dont quelques-unes viennent d'être signalées tout récemment par Krejci et Helmacker entre la Beraun et Prague [2].

1. F. Posepný, *Ueber Dislocationen im Przibramer Erzrevier* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XII, 1872, p. 229-234).

2. J. Krejči und R. Helmacker, *Erläuterungen zur geol. Karte der Umgebungen von Prag* (Archiv f. d. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen, IV, 1879), en particulier p. 82-90; les mêmes, *Erläuterungen zur geol. Karte des Eisengebirges* (Ibid., V, 1882), *passim;* ce travail complète utilement le dessin du réseau de failles de la Bohême au sud-est. [La carte ci-jointe est empruntée à J. Krejči et K. Feistmantel, *Orographisch-geotektonische Uebersicht des Silurischen Gebietes im Mittleren Böhmen* (Ibid., V, n° 5, 1885.]

Ces failles sont parallèles à l'axe de la cuvette silurienne de la Bohême qui, à la suite de ces observations, prend de plus en plus l'aspect d'un fossé d'effondrement large et compliqué, au lieu de n'être qu'un pli synclinal simple, comme on le croyait d'abord. Ce faisceau de failles N.E. fait lui-même partie du grand système d'accidents qui affecte tout le massif de la Bohême et auquel appartiennent les failles du pied de l'Erzgebirge, les nombreuses cassures parallèles du pied de l'Isergebirge et du Riesengebirge, la ligne

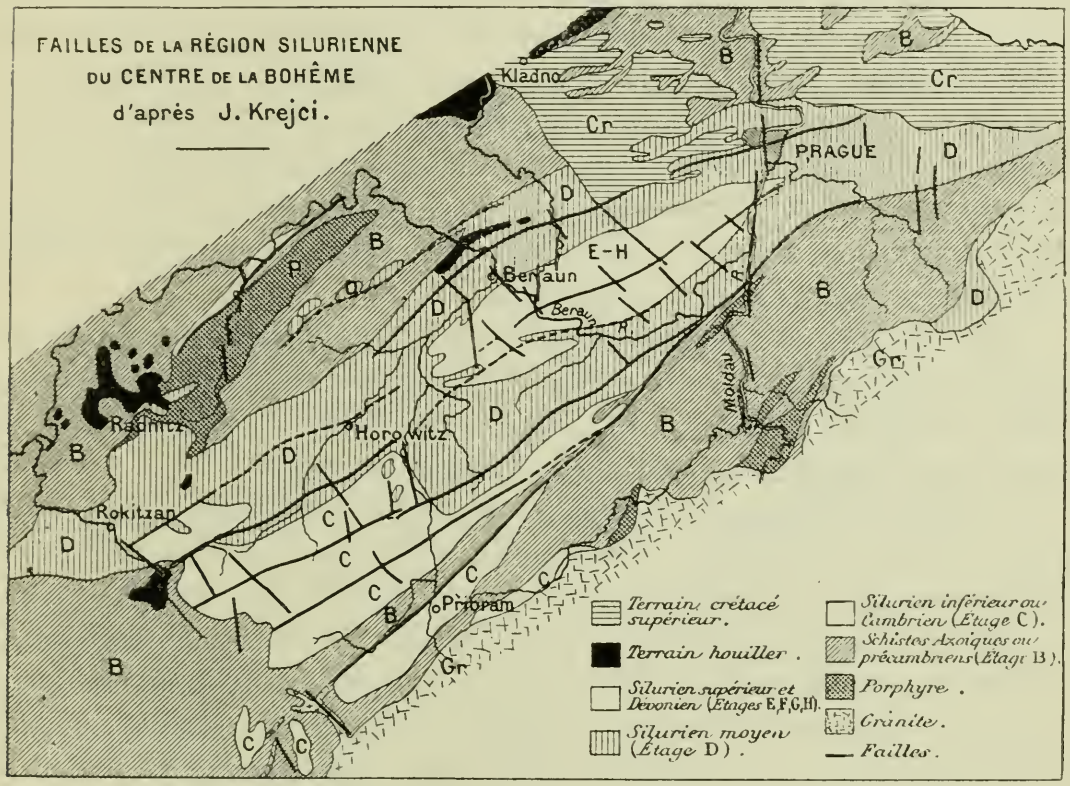


Fig. 23.

très nette qui commence à Elbe-Teinitz pour se prolonger vers le sud-est, la ligne N.-S. de la Moldau, venant aboutir à Prague, et beaucoup d'autres accidents dont M. le Prof. Krejči a eu la bonté de me communiquer une esquisse provisoire (fig. 23); l'étude détaillée de ce réseau doit être naturellement réservée à nos collègues de Prague. On peut toutefois reconnaître, dès à présent, qu'une partie très notable de la Bohême, et en particulier l'Ouest, le Nord et l'Est du pays, a été le théâtre de vastes affaissements, qui se sont produits suivant des surfaces de rupture nombreuses, grâce à la flexion du substratum. La distinction théorique des failles périphériques et des failles radiales cesse, il est vrai, d'être applicable dans l'espèce. La région archéenne du Sud, d'ailleurs égale-

ment traversée par des failles, est en saillie relativement au reste du pays, au point de vue tectonique bien plus encore qu'au point de vue orographique; au nord-est et au nord-ouest, les pentes du Riesengebirge et de l'Erzgebirge servent de limites.

Les conceptions qui ont pris naissance dans les contrées peu étendues, en somme, de l'Europe centrale, ne peuvent guère, du moins en grande partie, être transportées à d'autres continents, dans les régions où de vastes plateaux, formés de couches horizontales, se montrent découpés par des failles immenses : la notion des lignes périphériques ne trouve alors que rarement à s'appliquer, et plus rarement encore celle des lignes radiales; les croisements sont rares, il ne saurait y avoir, par conséquent, production d'effondrements locaux; enfin, entre les deux extrémités d'une même cassure, non seulement l'amplitude de la dénivellation est susceptible de varier, mais le sens du rejet peut même être dirigé tantôt d'un côté, tantôt de l'autre.

Pour mettre ce contraste en évidence, je choisirai l'exemple le plus remarquable : je veux parler du système d'accidents qui traverse les hauts plateaux de l'Utah occidental, et dont Dutton a donné une description aussi claire qu'instructive[1].

La chaîne des monts Wasatch, qui court à l'est du Grand Lac Salé et du lac d'Utah, ne s'étend pas, à beaucoup près, aussi loin vers le sud que la plupart des cartes ne l'indiquent; en réalité, elle s'arrête au voisinage du mont Nebo, par 39°45′ de lat. N. environ.

Les monts Wasatch sont coupés brusquement du côté du Lac Salé par une grande cassure, dirigée du N. au S., et dont le regard est tourné vers l'ouest. Vers le sud, cette faille se décompose en deux branches disposées en escalier. En face de l'extrémité méridionale de la chaîne se dresse le mont Nebo, massif dont la moitié orientale est rejetée en profondeur par une faille N.-S., que l'on considère comme le prolongement de la faille ou des failles parallèles suivant lesquelles le versant ouest des monts Wasatch s'est effondré.

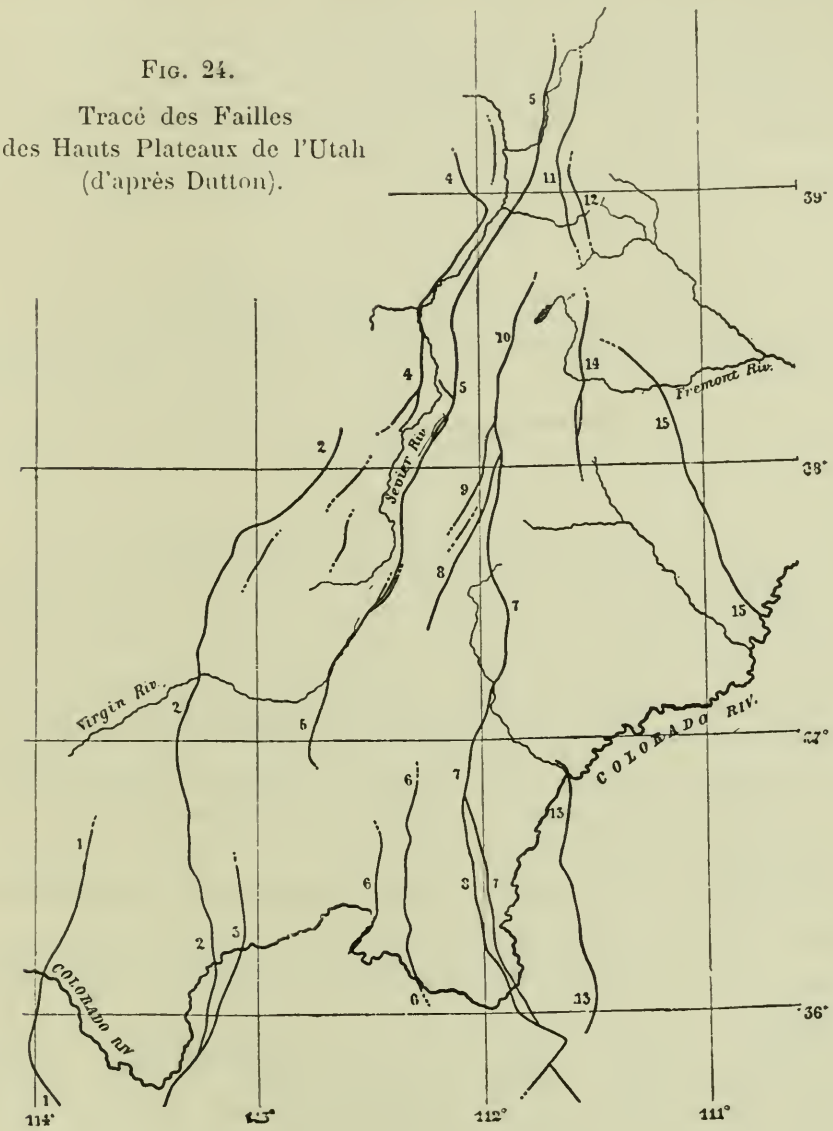
A partir du mont Nebo, jusqu'au Grand Cañon du Colorado, vient une contrée formée par de puissants voussoirs de terrains stratifiés horizontaux, qui constituent la bordure occidentale du grand plateau du Colorado. Les couches consistent en dépôts marins allant du Carbonifère au Crétacé, avec intercalations de plus en plus fréquentes vers le haut, dans la série crétacée, de lits à feuilles, et

1. C. E. Dutton, *Report on the Geology of the High Plateaus of Utah*, in-4°, 1880, avec atlas (voir en particulier p. 25-54).

même de vraies couches lacustres; puis viennent des sédiments lacustres tertiaires, et enfin des nappes très étendues de roches volcaniques. La surface de ces grands voussoirs dépasse souvent

Fig. 24.

Tracé des Failles des Hauts Plateaux de l'Utah (d'après Dutton).



Échelle de 1 : 3.700.000.

1. Grand Wash Fault.
2. Hurricane —
3. Toroweap —
4. Tushar —
5. Sevier —
6. West Kaibab Fault.
7. East Kaibab —
8. Paunsagunt —
9. Hayfield —
10. Awapa —
11. West Musinia Fault
12. East Musinia —
13. Echo Cliff —
14. Thousand Lake —
15. Water Pocket Flexure.

l'altitude de 11 000 pieds [3352 m.] au-dessus de la mer, et ils sont délimités et découpés par de grands accidents linéaires.

L'allure de ces accidents est représentée fig. 24, d'après Dutton (Atlas, pl. IV), qui a utilisé pour la partie méridionale les travaux de Powell et de Gilbert; on peut la comparer à une décomposition

de la cassure principale des Wasatch et du mont Nébo en branches divergentes, avec cette particularité que le Kaibab-Plateau joue au sud, dans l'ensemble, entre les East-Kaibab et West-Kaibab Faults, le rôle d'un horst (6 et 7, fig. 24). Les lignes orientales peuvent dès lors être regardées comme se rattachant à la partie ouest des cassures périphériques, le long desquelles, comme nous le montrerons plus loin, le plateau de Colorado s'est affaissé;

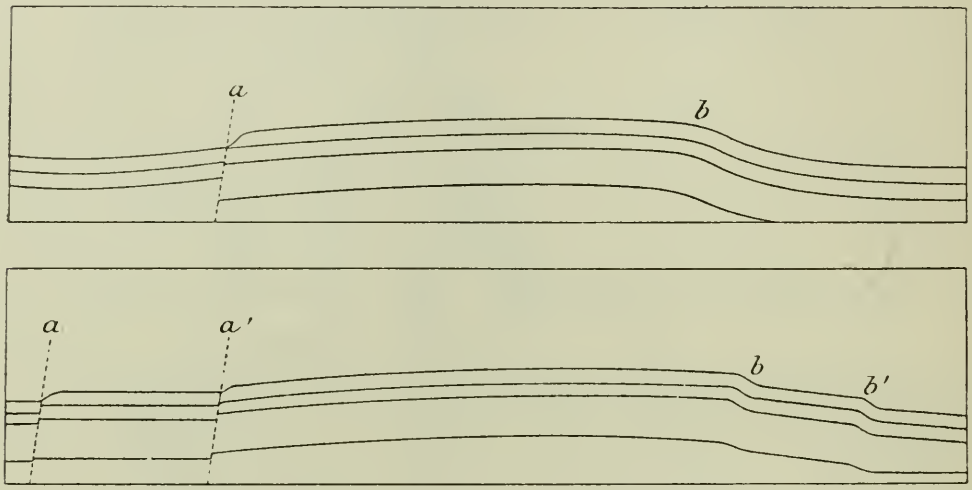


Fig. 25 et 26. — Deux coupes à travers le Kaibab (d'après Dutton, *Tertiary History of the Grand Cañon District*, U. S. Geol. Survey, Monograph II, 1882, p. 123, fig. 3-4).

a, *a'*, deux branches de la « West Kaibab Fault » ; *b*, *b'*, deux branches du « East Kaibab Monocline ». Échelle des longueurs = 1 : 500.000. environ (hauteurs doublées).

quant aux lignes occidentales, leurs rapports avec les chaînes du Great Basin sont très complexes.

Comme on l'a déjà dit, de grands voussoirs sont délimités par ces cassures.

Le premier de ces voussoirs, le Wasatch-Plateau, s'élève au sud-est du mont Nebo et de l'extrémité des monts Wahsatch, entre 39°30′ et 39° de lat. C'est du bord occidental de ce voussoir que partent, en divergeant vers le sud, les autres accidents ; l'adjonction de nouvelles failles semblablement disposées donne lieu à la formation du grand faisceau de cassures qui, toutes, viennent plus ou moins converger au nord sur le versant ouest du Wasatch-Plateau, tandis qu'elles s'écartent de plus en plus les unes des autres vers le sud et, après avoir franchi les Cañons du Colorado, se poursuivent plus loin encore dans la direction du midi. La figure 24 en indique le tracé jusqu'aux environs du parallèle de 35°40′.

Sur d'énormes distances, ces accidents affectent la forme de

recourbements en S, plus ou moins accentués ; les savants américains les désignent sous le nom de *monoclinal flexures*, par opposition aux *folds*, c'est-à-dire aux vrais plis de type alpin. Notre nomenclature ne possédant pas encore de terme spécial pour cette catégorie d'accidents, je les appellerai aussi *flexures*, par opposition aux *plis*. En beaucoup de points, ces flexures disparaissent progressivement, l'inclinaison des couches devenant de plus en plus faible ; ailleurs, elles passent à des failles brusques, avec rejet notable. La *flexure rompue* conduit à la *faille à lèvres retroussées*, dans laquelle les couches, sur la lèvre abaissée, se relèvent de bas en haut, tandis qu'elles s'infléchissent, sur l'autre, de haut en bas, exactement comme lorsqu'un chevauchement prend naissance dans un pli anticlinal étiré.

Il n'y a donc pas lieu de regarder les flexures et les failles comme des accidents ayant une origine différente ; les deux cas se présentant alternativement le long d'une même ligne de dislocation, suivant l'importance plus ou moins grande du rejet, et il peut même arriver en certains points qu'un accident affecte la forme d'une flexure, à la partie supérieure, et, plus bas, celle d'une faille. De plus, non seulement l'amplitude de la dénivellation se montre très variable, le long d'un même accident, mais le rejet peut changer de sens, ainsi que la faille principale des monts Wasatch et du mont Nebo vient de nous en fournir un exemple, — circonstance depuis longtemps signalée d'ailleurs par Élie de Beaumont, pour la faille de Saverne, dans les Vosges.

C'est ce que montrera l'exemple suivant :

Suivons, en allant du sud au nord, la ligne de la Sevier, telle que Dutton l'a fait connaître (5, fig. 24). Elle commence à 35 milles [56 kilom.] au nord du Grand Cañon. Au début, la lèvre affaissée est retroussée de *haut en bas*, c'est-à-dire à l'*opposé* du sens habituel, et l'autre lèvre est horizontale. A une distance de cinq milles [8 kilom.] de l'accident, les couches, redressées dans son voisinage, redeviennent horizontales et se trouvent à la même hauteur qu'au delà de la faille. Plus au nord, la cassure se divise d'abord en deux branches étagées, puis, au bord du Paunsagunt-Plateau, la lèvre de l'ouest, abaissée, se retrousse *de bas en haut*, l'autre lèvre étant horizontale ; des failles secondaires prennent alors naissance sur la lèvre affaissée, en donnant lieu à une disposition en gradins ; après quoi la faille redevient unique, mais en perdant une partie de son rejet vertical.

Près de Hillsdale, toujours sur le bord du Paunsagunt-Plateau,

par 37°40′ environ, la dénivellation n'est que de 800 pieds [240 m. environ]. Cette amplitude se maintient sur une dizaine de milles, puis elle augmente d'une manière très graduelle sur les 60 milles suivants [100 kilom. environ]. Dans le Panquitch Cañon, que traverse la Sevier, il existe un centre éruptif important, ce qui rend la faille difficile à suivre; néanmoins, la cassure principale forme la grande falaise qui limite le plateau vers l'est.

Dans la Circle-Valley, une branche s'écarte un instant, puis revient s'unir à la cassure maîtresse. Plus au nord encore, près de l'East Fork Cañon (38°5′-38°10′), les couches affaissées se retroussent vers la faille, mais sont rompues dans le haut, avec rejet de 3000 pieds [900 m. environ]. Le maximum est atteint près du village mormon de Monroe (38°38′), puis l'amplitude de la dénivellation diminue. Entre Glenwood et Salina, de 38°45′ à 38°55′, le rejet paraît être tombé à zéro, puis il subit une inversion complète : tandis que, précédemment, c'était toujours la lèvre occidentale qui se montrait abaissée, le regard est désormais à l'est. La faille forme alors la bordure orientale du San Pete-Plateau et augmente progressivement d'importance jusqu'au voisinage du mont Nebo.

Dutton admet que, dans ce tronçon septentrional, un mouvement plus récent a succédé au mouvement primitif.

Il m'a paru nécessaire d'entrer dans tous ces détails pour bien faire comprendre les variations que présente cette faille dans le sens longitudinal. Il y a lieu de noter, en outre, le redressement des couches en sens contraire du retroussement normal, à l'extrémité sud de la faille de la Sevier. Le cas se présente assez souvent; on l'explique par la production successive, au même point, de deux mouvements inverses, de telle sorte que le regard, tourné d'abord vers l'est par exemple, soit remplacé par un regard vers l'ouest.

L'amplitude de la dénivellation atteint, pour quelques-uns de ces accidents, jusqu'à près de 7000 pieds [plus de 2000 m.]. Quant au sens réel des mouvements, à la question de savoir s'il y a eu affaissement de la lèvre abaissée ou soulèvement de l'autre, c'est un point sur lequel les savants américains s'expriment avec la plus extrême réserve : ils déclinent même d'une façon formelle la responsabilité des conséquences que l'on pourrait être tenté de tirer de leurs propres expressions. Toutefois, dans certains cas particuliers, quand il s'agit par exemple de fossés de failles morcelés par des cassures secondaires, Dutton admet, sans hésitation, qu'il y a eu affaissement des voussoirs; tel est le cas pour la bande étroite de terrain que Powell a décrite sous le nom

de *Musinia zone of diverse displacement* (fig. 27) et qui est située près du bord sud-ouest du Wasatch-Plateau, entre la West-Musinia Fault et l'East-Musinia Fault (11 et 12, fig. 24)[1].

Les géologues américains indiquent comme un trait caractéristique et essentiel, pour ce mode de structure, l'*absence complète de la force ou de l'effort agissant dans le sens horizontal, qui produit les chaînes de montagnes de type alpin.* Dutton pense même que la zone de Musinia se serait effondrée entre deux voussoirs *tendant à s'écarter l'un de l'autre.* —

Toutes ces failles sont de date très récente, quelques-unes pro-

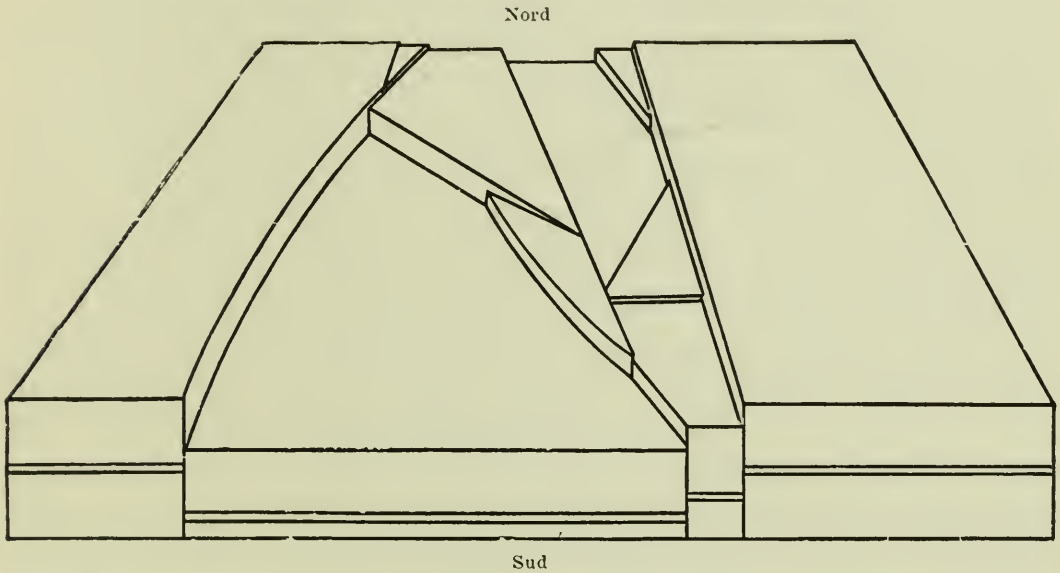


Fig. 27. — Stéréogramme d'une partie de la « Musinia Zone of diverse Displacement », d'après Gilbert et Powell (voir fig. 24, nos 11 et 12).

La ligne horizontale inférieure représente le niveau de la mer; le trait double correspond au sommet du terrain crétacé.

bablement post-quaternaires. Les couches tertiaires anciennes existant dans la région se montrent affectées par ces cassures. Néanmoins, Dutton a découvert, dans un petit nombre de points, les traces d'un système plus ancien de flexures, postérieures au terrain crétacé mais antérieures à la série tertiaire, et venant, du sud-est, disparaître sous l'Aquarius-Plateau[2].

Nous désignerons ces longues cassures affectant des terrains horizontaux, qui dérivent de flexures et présentent un rejet variable, sous le nom de *failles tabulaires* (Tafelbrüche). —

Il existe d'ailleurs, en dehors de ces failles tabulaires typiques,

1. J. W. Powell, *Report on the Geology of the Eastern Portion of the Uinta Mountains*, in-4°, 1876, p. 16; Dutton, *High Plateaus*, p. 34.
2. Dutton, *High Plateaus*, p. 44.

un grand nombre d'autres cassures importantes dont les caractères sont très variés, et pour lesquelles il ne me paraît pas nécessaire d'introduire des dénominations spéciales, visant chaque cas particulier. Telles sont, par exemple, les fentes érythréennes, c'est-à-dire celles de la mer Rouge, du Jourdain et de la côte de Syrie, puis les lignes volcaniques de l'Ouest de l'Amérique Méridionale. Il y aura lieu de les examiner successivement, dans la mesure où le permet l'état actuel de nos connaissances. —

Toutes les formes d'affaissement dont il a été question jusqu'à présent sont liées à l'existence de failles ou de flexures linéaires, suivant lesquelles s'effectue la dislocation. Il existe un autre groupe d'affaissements, paraissant se produire sans formation visible de fentes linéaires, et dont l'importance est considérable. Une portion de l'écorce terrestre s'effondre suivant des contours irréguliers, tantôt arrondis et tantôt allongés ; des parois abruptes circonscrivent l'espace effondré, mais on ne voit pas que des fentes linéaires aient pris naissance. Dans certains cas, la limite de l'effondrement comprend des parties rectilignes : c'est quand l'affaissement a profité d'une cassure préexistante; un voussoir s'est alors détaché, mais la fente elle-même, le long de laquelle s'est produite la rupture, n'est pas le résultat de l'effondrement. Ces accidents sont parfois isolés, semblables à une cuvette; d'autres fois, ils deviennent trop vastes et trop irréguliers de forme pour que cette dénomination leur soit applicable. Le grand axe de ces dépressions peut s'orienter parallèlement à la direction des couches, mais l'effondrement se produit sans manifester aucun rapport avec la constitution du terrain. Très souvent, enfin, plusieurs de ces effondrements, dont le nombre peut être plus ou moins grand, s'alignent côte à côte, en n'étant séparés que par des éperons correspondant à autant de horsts, ou bien on les voit se réunir pour former un vaste effondrement unique.

Ces effondrements présentent en outre la particularité de pouvoir se produire en terrains plissés, c'est-à-dire dans des régions où ont agi les efforts horizontaux dont l'absence est si frappante au Colorado; de plus, on peut admettre qu'ils sont rares sur le bord externe des chaînes de montagnes, très fréquents au contraire sur le bord interne. Telle est du moins la règle pour le système des Alpes.

Le massif granitique de la Schneekoppe et de l'Isergebirge joue, dans le Riesengebirge, un rôle analogue aux noyaux cristallins désignés sous le nom de *masses centrales*, dans les Alpes. Si l'on

en gravit le faîte, en partant de la Bohême, on rencontre d'abord une enveloppe de schistes et de gneiss, nettement délimitée aux affleurements. Après avoir traversé le granite, on arrive brusquement au bord du bassin profondément déprimé de *Hirschberg*. Des filons de porphyre traversent, perpendiculairement à sa direction, le massif de la Schneekoppe; ils sont également coupés sur les bords de la cuvette, au fond de laquelle on retrouve leurs prolongements affaissés. Le bassin de Hirschberg a été regardé par tous les observateurs comme un effondrement, dont Beyrich a démontré l'âge relativement récent[1].

L'exemple le plus avancé vers l'extérieur que l'on puisse citer dans les Alpes, comme effondrement de ce genre, nous est offert par la zone du Flysch, auprès de *Salzbourg*. Une bande facilement reconnaissable de grès vert et d'oolithe ferrugineuse fossilifère, d'âge éocène, associée à des calcaires à *Lithothamnium*, qui pointent parfois comme des récifs et sont également éocènes, jalonne le pied même des montagnes depuis la Bavière, en se dirigeant vers l'E. N. E.; elle cesse ensuite brusquement, pour reparaître au delà de la Salzach avec la même direction, près de St. Pankraz, au Wartberg près de Mattsee et dans d'autres localités. En dedans de cette bordure, dont la plus grande partie subit du reste le même sort, la zone du Flysch est affaissée sur toute sa largeur jusqu'à la Salzach, dans la direction de l'est, et, vers le sud, jusqu'aux parois calcaires de l'Untersberg. Aussi cette région est-elle privée des avant-monts boisés qui servent ailleurs de transition, dans le paysage, entre la plaine verdoyante et les escarpements abrupts de la haute montagne; mais, justement, le contraste inaccoutumé qui en résulte donne au site de Salzbourg son charme incomparable, et motive du même coup l'impression de grandeur particulière que produisent les reliefs du Stauffenberg et de l'Untersberg.

Un second exemple est le curieux effondrement du *Prättigau*, dont j'aurai bientôt l'occasion de parler avec plus de détails.

Un troisième cas est l'effondrement de *Laibach*, si irrégulier de contours, et que partagent en plusieurs compartiments de nombreux récifs restés en saillie.

Un quatrième exemple est fourni par le bassin de *Vienne;* cet effondrement s'avance vers l'extérieur à peu près autant que celui de Salzbourg, mais il affecte, outre la bande du Flysch, toute la

1. E. Beyrich, *Ueber die Lagerung der Kreideformation im schlesischen Gebirge* (Abhandl. k. Akad. Wiss. Berlin, 1854, p. 69); voir aussi Kunth, *Ueber die Kreidemulde bei Lähn in Niederschlesien* (Zeitschr. deutsch. Geol. Gesellsch., XV, 1863, p. 743).

largeur de la zone calcaire. Sa longueur est beaucoup plus considérable dans le sens de la direction de la chaîne, orientée ici au N.E., que sa largeur. Vers le sud-ouest, la ligne des sources thermales de Baden et de Vöslau lui sert de limite; on connaît d'ailleurs quelques autres sources chaudes sur la bordure orientale.

Une récente excursion le long de la *bordure orientale des Alpes* contre la plaine hongroise m'a confirmé dans l'opinion que l'effondrement du bassin de Vienne et la formation de cette bordure elle-même doivent être regardés comme deux phénomènes connexes.

De ce côté, les Alpes ne se terminent pas suivant une faille rectiligne, ou leurs plis ne viennent point mourir graduellement sous la plaine, ainsi que cela se passe d'ailleurs plus au sud : le bord des montagnes présente au contraire deux grandes échancrures en arc de cercle, qui correspondent à deux régions d'affaissement.

L'encadrement de la première commence, près de l'extrémité sud du lac de Neusiedl, avec des collines basses de gneiss, et se dirige par Kobersdorf et Landsee sur Güns. Près de Landsee s'élève contre cette bordure un massif assez important de basalte; on observe également du basalte à l'intérieur de la dépression, près de Pullendorf.

La seconde région d'affaissement est beaucoup plus vaste. Elle s'étend du bord méridional du chaînon de Güns, formé de schistes probablement dévoniens, jusqu'à Graz, en décrivant un grand arc de cercle, puis jusqu'à Marburg, à l'extrémité est du Bachergebirge. Lorsque, venant de Güns, après avoir traversé les nombreuses vallées creusées dans les couches tendres du Tertiaire qui descendent des montagnes de Styrie vers la Raab, on arrive près de la frontière occidentale de la Hongrie, sur les hauteurs entre Grobendorf et Ulberndorf, au-dessus de Stegersbach, par exemple, si l'on porte ses regards au sud-ouest, ce que l'on aperçoit ne ressemble guère aux paysages habituels des régions alpines.

Sur la droite, les hautes et sombres montagnes dévoniennes de Graz fuient en décrivant une vaste courbe; en arrière se dressent des croupes de gneiss et de schistes anciens, plus élevées encore, cessant graduellement d'être visibles à mesure qu'elles s'éloignent vers le sud dans la direction de la Koralpe. En avant des montagnes de Graz apparaît un verdoyant coin de plaine, puis, au centre même du paysage, le gros massif cubique, entièrement isolé, de la Riegersburg, *témoin* d'une nappe de brèche et de tuf basaltique

autrefois beaucoup plus étendue. Un peu à gauche des parois verticales de la Riegersburg se dessine la silhouette des montagnes trachytiques de Gleichenberg. Plus à gauche encore, le regard se perd dans la brume qui s'étend au-dessus des vastes plaines de la Hongrie.

C'est ainsi que se termine la branche principale des Alpes. Il n'y a pas plongement graduel, mais coupure brusque, ou plutôt double effondrement en arc de cercle, accompagné d'éruptions volcaniques, et on ne peut constater aucune lien d'origine entre la structure intérieure de la chaîne et le tracé de ces effondrements. Le chaînon de Güns fait saillie entre ces deux dépressions comme un véritable horst.

La liaison entre ces deux effondrements et celui de Vienne se traduit par le fait que ce sont les mêmes termes de la série des dépôts tertiaires moyens que l'on voit s'adosser contre la bordure, de Vienne au Bacher. Le premier étage méditerranéen, auquel appartient également la Mollasse marine de la Suisse, se poursuit depuis la Bavière, le long du massif de la Bohême, par Linz, Melk, Horn, etc.; on ne l'a encore jamais rencontré à l'intérieur des effondrements en question, mais on le retrouve très développé au sud du Bachergebirge. L'étage le plus ancien qui apparaisse, dans les trois bassins dont nous nous occupons, correspond aux couches à lignites de Pitten et Eibiswald, avec la faune du *Mastodon angustidens;* au-dessus viennent les couches du deuxième étage méditerranéen avec *Cerithium lignitarum*, *Pyrula cornuta* et une espèce de *Tugonia* de la côte occidentale d'Afrique, *T. anatina*, puis toute la série si variée des étages plus récents.

Ainsi, l'âge des trois effondrements de Vienne, de Landsee et de Graz est assez exactement connu; nous verrons que dans l'Europe centrale, d'autres affaissements importants, en dehors des Alpes, viennent aussi se placer à peu près sur le même horizon de l'ère tertiaire.

Ces affaissements sont le témoignage d'une flexion du soubassement, pour certaines portions déjà plissées de la chaîne des Alpes.

Sur le bord interne des *Apennins*, la forme en cuvette des effondrements est plus frappante encore que dans les Alpes. Depuis l'époque où j'ai décrit pour la première fois la pénétration de ces fractures plus ou moins circulaires dans la région plissée, j'ai eu plusieurs fois l'occasion d'en revoir un certain nombre, et ce nouvel examen m'a confirmé dans les vues que j'exprimais alors. On

peut citer, d'abord, les contours du golfe de Gênes; la dépression de la Toscane, plus allongée dans le sens de la direction de la chaîne et pénétrant jusqu'au bord interne de la zone orientale du Flysch, rappelle, à beaucoup d'égards, la dépression de Vienne. De même que, en venant de l'ouest en chemin de fer, de Munich par exemple, on n'a que la zone du Flysch à traverser pour atteindre, à Vienne même, le fond de l'effondrement alpin, — la voie ferrée de Bologne à Pistoja ne franchit également que le Flysch, et Florence est située dans un effondrement de l'Apennin, comme Vienne dans un effondrement des Alpes.

Plus au sud, les formes circulaires acquièrent une netteté croissante : tel est le cas pour la côte méridionale du golfe de Naples jusqu'au delà de Capri, pour le golfe de Salerne entre Capri et la Punta della Licosa, pour le golfe de Santa Eufemia, entre le cap Suvero et le cap Vaticano, enfin pour le golfe de Gioja entre le massif vaticanique et Scylla. Les horsts s'avancent dans la mer en formant autant de promontoires. Nous ne connaissons pas la profondeur de ces effondrements, mais nous savons qu'il y a au moins 1 500 pieds de cendres et de tufs sous la ville de Naples. Naturellement, quand on considère ces dépressions, ce n'est pas la courbe adoucie du rivage qu'il faut avoir en vue, mais la ligne arquée qui définit le pied des versants montagneux et qui, d'un cap à l'autre, s'avance plus ou moins loin dans l'intérieur des terres. Il semble même que la ligne périphérique qui joue un si grand rôle dans les tremblements de terre de la Calabre ne soit, en somme, que l'amorce d'un futur effondrement qui se prépare peu à peu. Telle est peut-être aussi l'origine de la grande falaise disposée en arc de cercle qui circonscrit la plaine de Catane et l'Etna, et s'étend du Monte Cieri au-dessus de Taormina, en passant par le Monte Sordo, le Monte Gallina au-dessus de Nicosia, Castro Giovanni, Piazza, Caltagirone, Vizzini, jusqu'à la côte entre Syracuse et Noto.

Ainsi, la côte occidentale de l'Italie est pourvue d'une longue série d'effondrements qui déterminent, en se juxtaposant, les découpures irrégulières de l'Apennin et les articulations variées du rivage, dont le contraste avec la côte orientale est si frappant. Des effondrements de ce genre ont seuls pu donner lieu à la production de horsts tels que la longue arête calcaire de Sorrente et de Capri, s'élevant perpendiculairement à la direction de la chaîne.

Les cassures de ce genre peuvent d'ailleurs atteindre des dimensions beaucoup plus considérables encore. C'est ce que montre

l'allure de bien des lignes de rivages, venant couper à angle droit les directions structurales.

Considérons, par exemple, les montagnes de la *Crimée*. Pallas admettait déjà que la moitié septentrionale de la mer Noire est une aire d'affaissement. Plus récemment, beaucoup d'observateurs, parmi lesquels Spratt, se sont rangés à cette opinion, en se basant sur la brusque descente des fonds sous-marins et sur la nature des escarpements qui limitent les reliefs de la Tauride. En effet, la profondeur de la mer, au nord d'une ligne joignant le cap Eminé au cap Saritch, n'est que de 70 à 80 mètres, tandis qu'elle arrive rapidement, au sud, à 1 000-1 800 mètres, et Spratt a même trouvé, au centre de la moitié occidentale du Pont-Euxin, des profondeurs de plus de 2 100 mètres : ce chiffre représente presque le double de la hauteur des montagnes de la Crimée[1].

De même, du côté de l'est, Ernest Favre, en s'appuyant sur les travaux de Abich et sur ses propres observations tant dans le Caucase qu'en Crimée, a démontré la continuité originelle de ces régions[2].

On peut regarder le Caucase comme constitué par deux chaînes dissymétriques, qui, du sud-ouest, auraient été poussées l'une contre l'autre. Par exception, de grands volcans, l'Elbrouz et le Kazbek, s'élèvent ici au cœur même des montagnes, mais les grandes cassures et les accidents importants appartiennent au versant méridional. Dans la chaîne du Nord, le terrain jurassique, le Néocomien et les couches plus récentes plongent en concordance vers le nord; dans la chaîne du Sud, au contraire, on observe une discordance très marquée entre le Jurassique et le Néocomien; l'Eocène paraît en outre manquer complètement dans la chaîne du Nord[3].

Or, d'après Favre, c'est à la zone méridionale du Caucase qu'appartiennent les montagnes tauriques : dans ce fragment, qui plonge également au nord, se répètent en effet ses particularités stratigraphiques.

Ainsi, le massif de la Crimée, segment découpé dans les plis extérieurs d'une grande chaîne de montagnes et dont la pointe regarde le sud, représente un tronçon du Caucase, effondré du côté interne. Ses contours triangulaires sont en rapport avec sa situation,

1. Spratt, *Geology of Varna* (Quart. Journ. Geol. Soc., XIII, 1856, p. 80).

2. E. Favre, *Recherches géol. dans la partie centrale de la chaîne du Caucase*, in-4°, 1875, p. 106; *Étude stratigraphique de la partie Sud-Ouest de la Crimée*, in-4°, 1877, p. 66-72 (Mém. de la Soc. de Phys et d'Hist. Nat. de Genève, XXVI).

[3. Pour plus de détails sur la structure du Caucase, voir ci-dessous, 2e partie, ch. VIII, p. 623-629.]

à l'état de horst resté en saillie entre l'effondrement oriental et l'effondrement occidental de la mer Noire.

Nous aurons plus tard l'occasion de signaler des exemples d'effondrements d'une ampleur beaucoup plus considérable encore.

C. — DISLOCATIONS RÉSULTANT D'AFFAISSEMENTS ET DE MOUVEMENTS TANGENTIELS COMBINÉS

Lorsqu'il y a eu à la fois affaissement et mouvement tangentiel, on doit d'abord déterminer comment les cassures principales s'orientent par rapport à la direction suivant laquelle la force plissante a agi. Si la cassure se montre à peu près perpendiculaire à la direction des plis, si c'est, en d'autres termes, une faille transversale, il y a des chances pour que l'accident corresponde à un mouvement plus ou moins oblique le long d'une surface de décrochement, par suite d'une inégale intensité dans le plissement subi de part et d'autre. Si, au contraire, la cassure est longitudinale, ce qui arrive beaucoup plus souvent, il faut noter quelle est la situation qu'occupe la partie affaissée relativement au sens du plissement, si elle se trouve vers l'intérieur ou vers l'extérieur, si, dans le cas d'une chaîne plissée vers le nord, par exemple, c'est la partie méridionale ou la partie septentrionale qui est effondrée.

Quand une chaîne plissée est entaillée longitudinalement par une faille dont la lèvre intérieure s'affaisse, il n'est pas rare qu'il y ait *tendance au recouvrement par-dessus la faille, dans une direction complètement opposée à celle du plissement normal*, ce qui peut donner lieu, non seulement à un redressement local le long de la cassure, mais aussi au coincement et au renversement des couches. Nous désignerons ce phénomène sous le nom de *plissement à rebours* (Rückfaltung).

Il existe dans l'Europe centrale plusieurs exemples très remarquables de plissement à rebours.

Le grand massif du *Riesengebirge* et de l'*Isergebirge*, en y comprenant le Heuscheuer et les parties intérieures des Sudètes, a subi un refoulement dirigé vers le nord-est ou l'est. Sur sa bordure interne, il est coupé par une longue cassure orientée du S.E. au N.W., où le granite, accompagné d'autres roches archéennes, surplombe vers le sud-ouest, en sens inverse de la structure normale, le Jurassique supérieur et la Craie. Von Dechen a dernièrement réuni les faits qui se rapportent à cet accident, reconnu sur 127 kilomètres entre Oberau, près de Meissen, et Zittau. On constate

que, dans certains points, la Craie est simplement redressée contre le granite ; ailleurs, il y a un véritable recouvrement du Jurassique et du Crétacé par le granite[1].

Le même phénomène se répète au bord sud-est du massif bohémien, en face des Alpes. Près de *Voglarn*, non loin d'Ortenburg en Bavière, Egger et Gümbel ont trouvé le gneiss chevauchant par-dessus un synclinal de Jurassique supérieur qui s'enfonce en profondeur, et L. von Ammon a montré que le terrain crétacé est même pincé dans cette cuvette. Cette bordure de faille a donc été poussée par-dessus la lèvre abaissée, depuis le dépôt de la Craie[2].

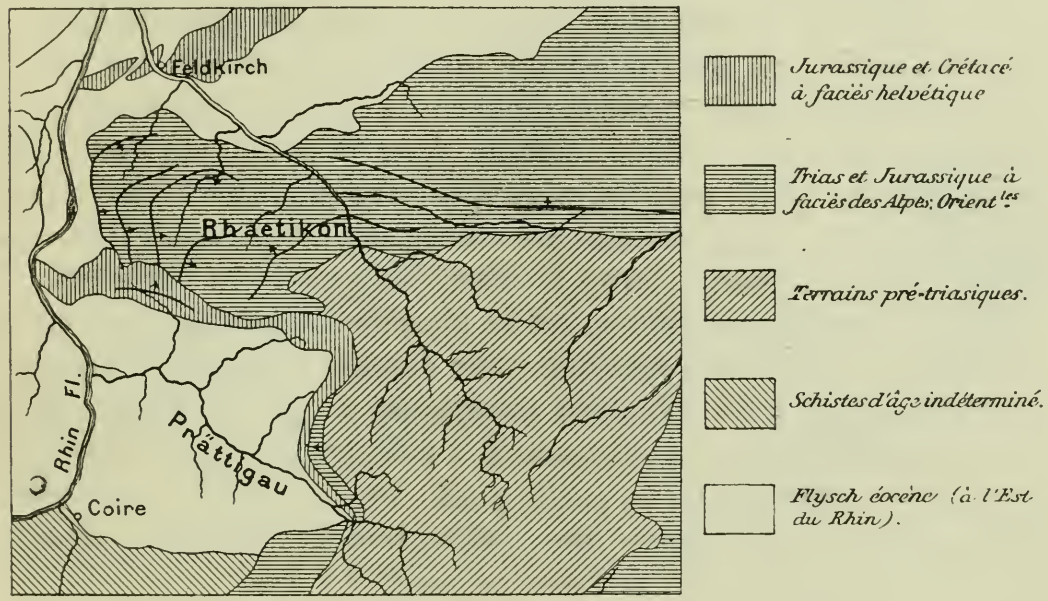


Fig. 28. — Le Prättigau et le Rhaetikon
(d'après une esquisse communiquée par Ed. de Mojsisovics).

Les choses doivent se passer de la même manière sur le bord sud du *Teutoburger Wald*. Il est d'ailleurs difficile de dire, en pareil cas, si la poussée s'est produite sur de vraies failles ou sur des flexures ; la première hypothèse paraît la plus probable, à en juger par la grande amplitude de la dénivellation.

Le même phénomène du plissement à rebours se retrouve dans les aires d'effondrement alpines.

M. de Mojsisovics a eu la bonté de représenter, dans la fig. 28, l'effondrement du *Prättigau*, tel qu'on peut le concevoir dans l'état actuel des observations.

1. Von Dechen, *Ueber grosse Dislocationen* (Sitzungsber. Niederrhein. Ges. f. Natur und Heilkunde, 1881, p. 9-25).

2. L. von Ammon, *Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau* (Abhandl. zool. miner. Verein, Regensburg, X, 1875, p. 94-97).

On voit comment l'extrémité ouest de la zone calcaire des Alpes orientales vient finir dans le Rhaetikon, et comment les plis et les chevauchements s'y incurvent à angle droit en donnant naissance à une véritable structure imbriquée : ces accidents arrivent ainsi à prendre la direction N.-S., comme s'il s'était produit un grand décrochement entre les Alpes Orientales et les Alpes Occidentales, suivant la ligne du Rhin, et comme si le Rhaetikon avait été entraîné horizontalement. Or, si l'on gravit le Rhaetikon en partant du nord, quand on atteint, au point culminant, la Scesa Plana, l'escarpement qui limite ce chaînon vers le sud, on n'aperçoit pas, comme c'est le cas un peu plus à l'est, des montagnes de schistes anciens puis, en arrière, des crêtes couvertes de glaciers ou des pics de gneiss : on domine, à une grande profondeur, les vertes collines du Prättigau, formées d'abord de terrains jurassiques et crétacés à faciès helvétique, comme dans le massif du Sentis, de l'autre côté du Rhin, puis un large épanouissement de Flysch. Vers l'est, la cassure est également très marquée, et un étroit liséré de Trias indique la limite contre le massif de gneiss du Silvretta.

Ainsi, dans le Rhaetikon, où le plissement vers le nord ou le nord-ouest a été assez énergique pour donner naissance à des chevauchements et à la structure imbriquée, il n'y en a pas moins production très nette de plissement à rebours sur la bordure méridionale du chaînon et, en partie aussi, sur la bordure occidentale du Silvretta, de telle sorte que l'effondrement se trouve plus ou moins circonscrit par cet accident au nord et à l'est.

La *Hohe Wand*, près de Wiener-Neustadt, constitue un exemple analogue de plissement à rebours dans un effondrement alpin. C'est la localité dont les décrochements ont déjà été signalés p. 155. Cette muraille rocheuse court parallèlement à la ligne des sources thermales, dans son voisinage immédiat, et elle représente la coupure la plus marquée de l'aile orientale extrême des Alpes calcaires. Quoique tout ce massif, comme l'a montré Bittner, ait été refoulé dans la direction du nord-ouest, en acquérant une structure imbriquée des plus nettes, on voit néanmoins le long de cette fracture interne le Trias recouvrir le terrain crétacé en sens contraire, c'est-à-dire vers le sud-est, ce qui donne lieu à la production d'un chevauchement important.

Mais ce qui rend ce point particulièrement instructif, c'est la circonstance, également signalée par Bittner, que toute la partie renversée et chevauchée au sud-est est recoupée par des décrochements plus récents, qui en rejettent les tronçons successifs de la

même façon à peu près que dans les parois calcaires qui limitent, au sud, le Dachsteingebirge ou la Steinerne Meer; de plus, ces décrochements sont orientés comme la *ligne de la Kamp*, dont l'étude des tremblements de terre a révélé l'existence dans le voisinage. —

Lorsque, dans une région qui se plisse, des affaissements longitudinaux viennent à affecter un voussoir situé sur le bord externe, quand, par exemple, dans une chaîne se plissant vers le nord, le

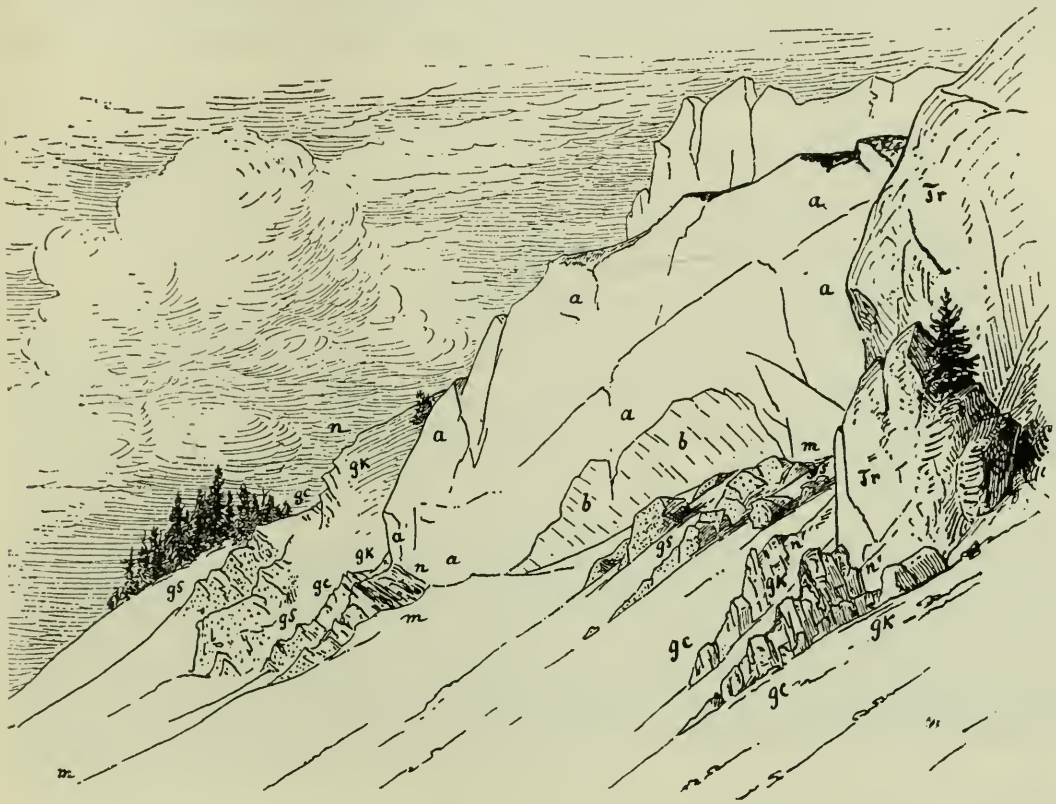


Fig. 29. — Le pied du Heiligenstein, paroi de la Hohe Wand, près de Wiener-Neustadt (Basse-Autriche), d'après un croquis de l'auteur.

Tr = Calcaire triasique; *gk* = Conglomérat de Gosau; *gs* = Grès de Gosau; *nn*, *n'n'*, plan de chevauchement entre le Trias et le terrain crétacé renversé; *m m m*, trace du décrochement *a a a*; *bb*, brèche de friction plaquée contre la surface de décrochement.

sol s'abaisse au nord de l'aire principale de plissement, suivant une ou plusieurs failles E.-W., *il se produit un mouvement horizontal beaucoup plus accentué*, comme si la dépression en *favorisait* le libre développement. Nous qualifierons ce phénomène de *déversement des plis* (Vorfaltung).

Telles paraissent avoir été les conditions qui ont motivé l'allure si compliquée des couches dans les *bassins houillers de la Belgique*.

Il existe, depuis les environs de Boulogne jusque vers Aix-la-Chapelle, un grand chevauchement des terrains anciens vers le nord; grâce à cet accident, le terrain houiller productif est exploité

en plusieurs endroits, dans le Pas-de-Calais comme auprès de Liège, sous les couches dévoniennes, et, aux environs de Namur, les restes d'un grand pli formé de couches siluriennes et dévoniennes reposent, en s'enfonçant dans la profondeur, sur les assises carbonifères recourbées dans le même sens.

Les grands travaux de mines qui, seuls, sont venus révéler l'existence de ces complications extraordinaires sous ce pays de collines basses recouvert par le terrain crétacé, permettent déjà, à l'aide des renseignements dont on dispose aujourd'hui, de donner une analyse du phénomène.

D'après Cornet et Briart, il y a lieu de distinguer, pour les environs de Namur, les phases suivantes : d'abord, formation par plissement, à partir du sud, de la crête silurienne de Condroz, qui motive la différence d'aspect des dépôts dévoniens situés au nord et au sud de cet anticlinal ancien; ensuite, plissement énergique, post-carbonifère, toujours dirigé du sud au nord, et déterminant le premier chevauchement, par-dessus la partie du terrain houiller située en bordure de la crête du Condroz; puis, formation d'une faille dirigée de l'est à l'ouest et plongeant vers le nord, avec descente du voussoir septentrional : c'est la *faille de Boussu* (A, A, A, fig. 30), qui recoupe la partie septentrionale du plissement primitif parallèlement à sa direction et abaisse sa partie septentrionale. Alors se forme une seconde faille, le *cran de retour d'Anzin* (B, B, B, fig. 30), presque parallèle à la première comme direction, mais recoupant son plan en croix, avec plongement au sud, et donnant lieu à l'affaissement d'un voussoir très vaste, au sud, et au rejet simultané des deux tronçons de la *faille de Boussu*. A ces affaissements principaux, accompagnés d'ailleurs de mouvements secondaires, succède enfin le chevauchement de tout le massif méridional vers le nord, par-dessus les failles précédentes, suivant une grande surface de glissement que l'on peut suivre sur toute la longueur du bassin houiller; c'est la *grande faille du Midi* ou *faille Eifélienne* (C, C, C, fig. 30)[1].

L'énorme amplitude de ce mouvement résulte du fait que l'épaisseur de ce qui reste du terrain houiller, malgré la dénudation, est évaluée à 2 100 mètres; et celle du Calcaire carbonifère

1. F.-L. Cornet et A. Briart, *Sur le relief du sol en Belgique après les temps paléozoïques* (Annales Soc. Géol. de Belgique, IV, 1877, p. 71-115, pl. VI-XI). [A la suite de nouvelles recherches, M. A. Briart s'est vu conduit à abandonner cette interprétation et à lui substituer l'hypothèse beaucoup plus simple d'un grand pli couché, avec glissements et étirements sur les bords, dont l'extrémité se serait enfoncée dans la cuvette houillère sous-jacente (fig. 31 et 32); *Géologie des environs de Fontaine-L'Évêque et de Landelies* (Annales Soc. Géol. de Belgique, XXI, 1894, Mémoires, p. 35-103, pl. 1, 2); voir

et du Dévonien à environ 2 500 mètres; d'autre part, le recouvrement était déjà connu, en 1877, sur une longueur d'environ 200 kilomètres. Cornet et Briart ont tenté une restauration idéale du flanc supérieur, comme le montre la fig. 30, pour permettre de mesurer les dégradations qui se sont produites, sans doute concurremment avec la poussée horizontale : ils évaluent la hauteur des parties enlevées, aux environs de Namur, à 5 000 ou 6 000 mètres.

Un juge très compétent en ces matières, Gosselet, dit : « La cause du ridement réside dans l'affaissement des parties centrales

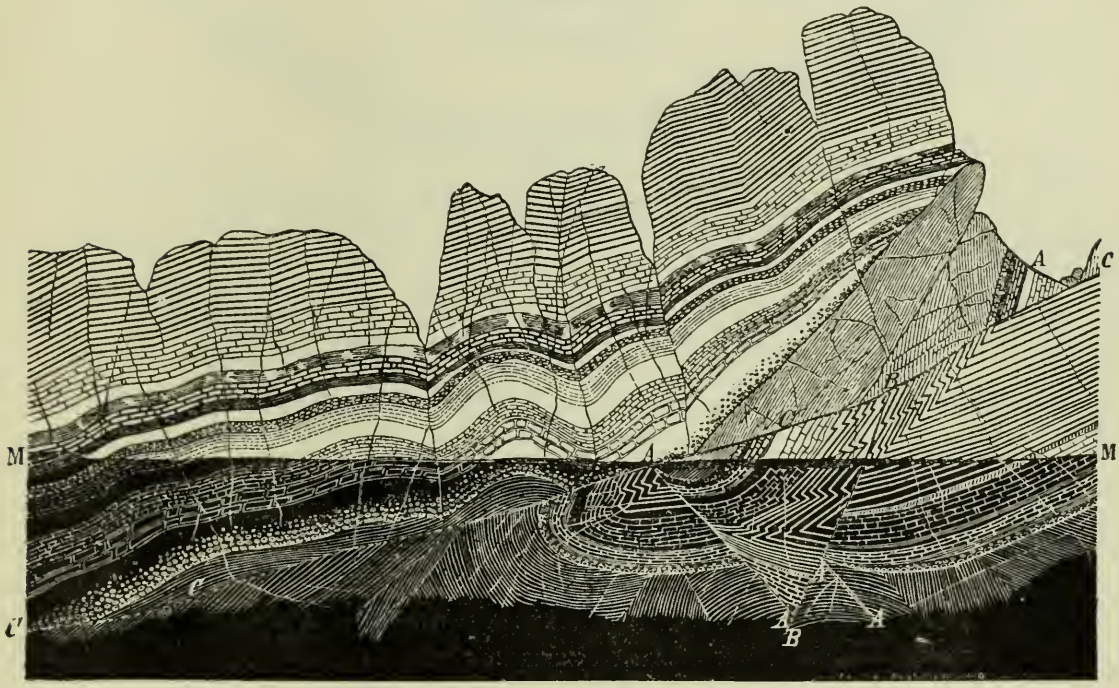


Fig. 30. — Coupe théorique du bassin houiller franco-belge (d'après Cornet et Briart).

A, A, A, Faille de Boussu; B, B, Cran de retour d'Anzin; C, C, C, Grande Faille du Midi; MM, Surface actuelle du sol et couverture des « Morts terrains » (Crétacé).

du bassin et dans le relèvement relatif des bords, avec glissement des couches les unes sur les autres. L'affaissement lui-même est une conséquence du retrait constant de la croûte terrestre[1]. »

La distinction entre les mouvements tangentiels et les mouvements dans le sens radial, c'est-à-dire entre les plissements et les affaissements, nous a servi de point de départ dans cet aperçu som-

aussi Gosselet, *L'Ardenne*, in-4°, Paris, 1888, p. 745 et suiv.; M. Bertrand, *Études sur le bassin houiller du Nord et sur le Boulonnais* (Annales des Mines, 9e sér., V, 1894, p. 569-635, pl. X, XI). L'importance des déplacements subis, dans le sens horizontal, et l'amplitude considérable des dénudations postérieures n'en restent pas moins acquises, en toute hypothèse.]

1. Gosselet, *Sur la structure générale du bassin houiller franco-belge* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., VIII, 1879-1880, p. 505).

maire sur les dislocations; les exemples que nous avons cités en dernier lieu, et en particulier le cas où un affaissement simultané de la bordure vient faciliter d'une manière évidente le jeu des poussées horizontales, nous ramènent à l'examen des rapports de cause à effet pouvant exister entre ces deux catégories de mouvements. Cet examen ne sera d'ailleurs possible qu'en prenant pour base

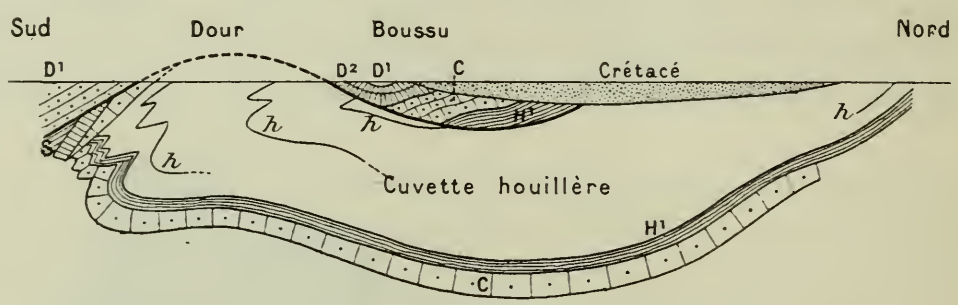


Fig. 31. — Coupe du bassin de Mons (d'après M. Bertrand).

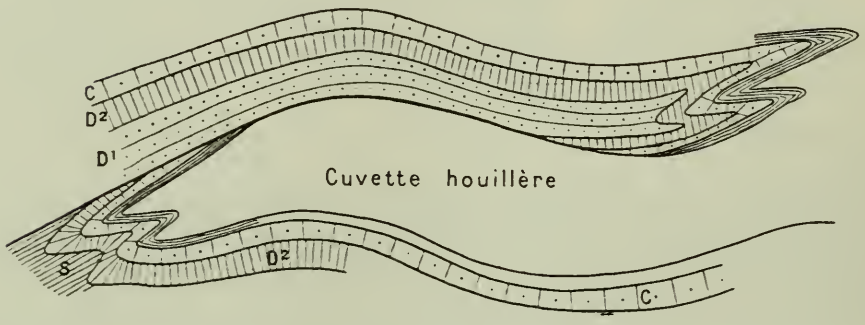


Fig. 32. — Coupe théorique du pli qui a donné naissance au recouvrement de la cuvette houillère dans le bassin de Mons (d'après M. Bertrand).

S = Silurien. — D¹ = Dévonien inférieur. — D² = Dévonien supérieur. — C = Calcaire carbonifère H¹ = Houiller inférieur (stérile). — *hh* = Couches de houille. — Échelle de 1 : 150.000. (longueurs et hauteurs).

l'étude comparative de parties très étendues de la surface terrestre. En tout cas, les exemples précédents suffisent pour montrer qu'il y a toujours *tendance au recouvrement des dépressions*. Cette tendance se fait sentir sur une grande échelle, quand la dépression est en avant de la région plissée, comme en Belgique, où les bassins houillers forment la bordure extérieure de l'Ardenne; elle se manifeste également lorsque la dépression est à l'intérieur de la chaîne, et il peut alors se produire, localement, un retour complet dans le sens du mouvement, comme sur le bord sud du Riesengebirge ou sur le bord sud-ouest du massif de la Bohême près de Voglarn, ou dans le Prättigau, ou à la Hohe Wand, près de Wiener-Neustadt.

CHAPITRE IV

VOLCANS[1]

Série de dénudation. — Le Vésuve et le Monte Nuovo. — Le Monte Venda. — Laccolithes. — Le Palandokän et le Dary Dagh. — Le Whin Sill. — Les Hébrides. — Predazzo. — La fente du Banat. — Cicatrice syénitique de Brünn. — Elk Mountains et Harz. — Batholithes; granite de Drammen; Vosges; Erzgebirge. — *Maculæ*. — Effondrements volcaniques. — Résumé.

Les éruptions de nos volcans, leurs cônes de cendres, leurs coulées de lave ne sont que des retentissements superficiels et peu importants d'événements considérables qui se passent dans les profondeurs du globe, et dont la nature précise, malgré les efforts incessants de tant d'observateurs, ne nous est encore connue, jusqu'à présent, que d'une manière fort incomplète. Ce n'est pas mon intention de suivre ici ces efforts dans leurs voies diverses. Mais l'on peut tenter, en prenant pour point de départ nos volcans actuels les plus connus, de suivre, au moyen d'exemples appropriés, le démantèlement et la destruction progressive d'un appareil volcanique. C'est là une des méthodes qui doivent conduire à la connaissance des parties profondes de la cheminée et des phénomènes abyssaux; et, d'ailleurs, plus d'un point a déjà été élucidé dans ce sens. C'est donc, si je puis m'exprimer ainsi, une *série de dénudation* que je me propose de déterminer.

On a parlé plus haut (p. 71), avec quelque détail, des entonnoirs et des cônes de sables qui prennent naissance sur les crevasses, dans les alluvions, à la suite de tremblements de terre. Les cônes de sable formés le 9 novembre 1880, lors du tremblement de terre d'Agram, dans le bassin de la Save, n'avaient pas plus de $0^{m},30$ de haut; un grand nombre de ces petits cônes étaient isolés, d'autres s'élevaient sur

[1. Traduit avec le concours de A. Michel-Lévy.]

une base commune ou étaient accouplés sur de petites fentes linéaires[1].

Ces cônes en miniature ont avec nos grandes montagnes volcaniques, quant au mécanisme de leur formation, une analogie plus grande que l'on n'était généralement disposé à l'admettre. Des fissures se produisent, et en certains points surgit une masse liquide ou pâteuse; si les bords cèdent, la sortie est facilitée et les matières s'échappent avec abondance.

Ces circonstances se répètent dans tous leurs traits essentiels pour les volcans. D'abord naît une fente, par affaissement ou de toute autre manière; lorsqu'elle s'élargit en un endroit déterminé, ou quand elle est croisée par une fente transversale, ces points spéciaux offrent aux laves chargées de vapeur d'eau sous haute pression l'occasion de se détendre, et elles montent vers la surface. Il se produit alors des explosions et des projections. Un cône de cendres est édifié; le flanc de ce cône se déchire, ou le rebord de son cratère est culbuté; une coulée de lave ardente s'étale à son pied; souvent aussi cette coulée manque. C'est là, en général, tout le phénomène; mais on a déjà remarqué, et Geikie a récemment encore insisté sur ce fait, que les grands manteaux de lave que l'on rencontre çà et là sur de vastes étendues ne se sont pas formés ainsi: il est probable que les fentes de sortie se sont ouvertes, dans ce cas, sur toute leur longueur[2]. Alors, le jet ascendant a dû augmenter à la suite de l'affaissement des voussoirs de l'Écorce terrestre, comme on le suppose pour les épanchements qui accompagnent les lignes de fracture des hauts plateaux de l'Utah.

En comparant entre eux les cônes d'édification, on peut distinguer divers types de développement, tels que le Vésuve et le Monte Nuovo; mais, pour arriver à des résultats acceptables, on ne doit pas oublier que toute tentative de systématisation trop rigoureuse, dans ce domaine, serait illusoire.

Des monts comme le Vésuve, avec sa Somma et son *atrium*, se construisent et se consolident suivant un mode particulier. La charpente de laves, qui est masquée par les cendres, possède sans doute une structure très compliquée. Dans toute éruption latérale de quelque importance, il se crée d'abord un filon éruptif vertical qui, comme un mur, s'étend de la cheminée jusqu'à la surface du cône intérieur, c'est-à-dire jusqu'à l'atrium; puis, des bouches

1. G. Pexidr, *Beiträge zur Kenntniss der durch das Erdbeben vom 9. November* 1880 *hervorgebrachten Sandschlammauswürfe*, in-8°, 1880.

2. A. Geikie, *The Lava-Fields of North-Western Europe* (Nature, vol. XXIII, Nov. 4, 1880, p. 3-5).

s'ouvrent par séries sur le filon éruptif, et il en sort directement de petites coulées qui se répandent le long du manteau extérieur du cône; en s'étalant, ces coulées forment ensuite un anneau plus ou moins fermé, dans le fond de la dépression qui correspond à l'atrium; enfin paraît la grande coulée de lave libre qui se fraye un passage à travers la brèche de la Somma et suit, dans sa descente, la déclivité du cône extérieur.

Depuis la grande éruption qui produisit la bouche de la Somma, d'autres éruptions de ce genre se sont répétées fréquemment au Vésuve. Durant ce laps de temps, grâce au constant accroissement du cône central, l'atrium a été repoussé de plus en plus en hauteur contre les parois de la Somma. Des éruptions particulièrement violentes et des destructions passagères du cône central ont souvent interrompu la marche du phénomène, mais le résultat final a néanmoins été la surélévation de l'atrium, en même temps que l'agrandissement de son diamètre. Les épanchements solidifiés dans l'atrium ont donné des anneaux d'un diamètre de plus en plus grand, et ces anneaux superposés constituent aujourd'hui, à l'intérieur de la montagne, un bassin conique s'élargissant vers le haut, qui sépare le cône central du cône extérieur et enveloppe tous les filons éruptifs du cône central. Ceux-ci plongent verticalement par leur base dans cette sorte de calice et rayonnent en même temps, dans toutes les directions, autour de la cheminée centrale.

Il va de soi qu'une pareille charpente ne peut s'édifier que lorsqu'un même cratère est le siège de nombreuses éruptions. On n'observe rien de semblable au Monte Nuovo et, en général, dans les Champs Phlégréens, où il y a peu de coulées et beaucoup d'orifices éruptifs : la tendance à la dissémination des lieux d'éruption est très nette. Le Monte Nuovo est un amas annulaire de cendres, avec quelques scories, à cratère excessivement profond, dont le fond est presque au niveau du pied extérieur et ne s'élève par conséquent que très peu au-dessus de la mer.

Le contraste entre le Vésuve et les Champs Phlégréens est donc très grand, et il est d'ailleurs universellement reconnu. Il ne réside pas seulement dans la nature différente des laves, mais avant tout dans la constance de position de la cheminée au Vésuve, opposée à la variabilité des lieux d'éruption dans les Champs Phlégréens.

La raison doit en être cherchée dans la nature des fentes, et une comparaison avec les îles Lipari, comme on le verra bientôt, nous fournira peut-être quelques éclaircissements sur ce point. —

Supposons maintenant qu'un cône volcanique, tel que celui

qu'on vient de décrire, soit exposé aux ravages de l'érosion. Les cendres vont être entraînées par les eaux; la charpente pierreuse pourra se maintenir, si tant est qu'elle soit formée de filons verticaux; les coulées reposant sur les cendres se détacheront de leur base. Sur le sommet de la montagne apparaîtront en faisant saillie les filons éruptifs, disposés d'une manière rayonnante. En même temps, le socle du volcan sera mis à nu autour de son pied.

On verra donc, alors, les restes du couronnement et une partie de la base, mais on ne verra pas la cheminée. Tel est l'état dans lequel se trouve le *Monte Venda*, dans les monts Euganéens, près de Padoue.

Sa structure et ses roches ont été souvent décrites; c'est à Reyer que nous en devons l'étude la plus complète[1].

Considérons d'abord le soubassement.

La roche la plus profonde qui soit visible est un trachyte à oligoclase, affleurant près de Fontana Fredda, au pied occidental du volcan. Au-dessus, en contact immédiat avec le trachyte, apparaissent les couches du Tithonique à *Phylloceras* et *Pygope diphya*. Ces couches, qui plongent légèrement vers le nord-ouest, sont transformées par le trachyte, sur une épaisseur de deux à trois pieds, en marbre grenu de couleur claire; puis, sur une épaisseur de huit pieds, en marbre moins cristallin d'un gris bleuâtre, avec des traces de fossiles encore reconnaissables. Plus haut les sédiments reprennent l'aspect normal du Tithonique, caractérisé par sa structure fibreuse et noduleuse; mais, même à cette distance, les nodules calcaires sont encore plus ou moins marmorisés. Le trachyte à oligoclase a donc exercé ici, *vers le haut*, une influence de contact et a dû pénétrer dans les sédiments par intrusion latérale.

Au-dessus du Tithonique gît en bancs épais le *Biancone*, avec les fossiles caractéristiques du Néocomien. Vient ensuite la masse puissante de la *Scaglia*, représentant les étages supérieurs du terrain crétacé. La Scaglia contient au moins deux masses de trachyte, dont la plus importante est vers le nord-ouest. Immédiatement au-dessus de la Scaglia on retrouve du trachyte (Monte Madonna, Monte Grande, etc.). La formation suivante est une marne tertiaire de couleur claire, ressemblant par endroits à un tuf; elle contient des feuilles fossiles. Dans cette marne gît le trachyte de Schivanoja.

1. E. Reyer, *Die Euganäen, Bau und Geschichte eines Vulcans*, in-8°, 1877. Voir en outre G. vom Rath, *Geognostische Mittheilungen über die euganäischen Berge bei Padua* (Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges., XVI, 1864, p. 461-529, pl. XV, XVI); dans ce mémoire se trouve reproduit, p. 520 et suiv., un passage du travail de A. de Zigno sur le même sujet, où il est question des couches jurassiques et néocomiennes de Fontana Fredda.

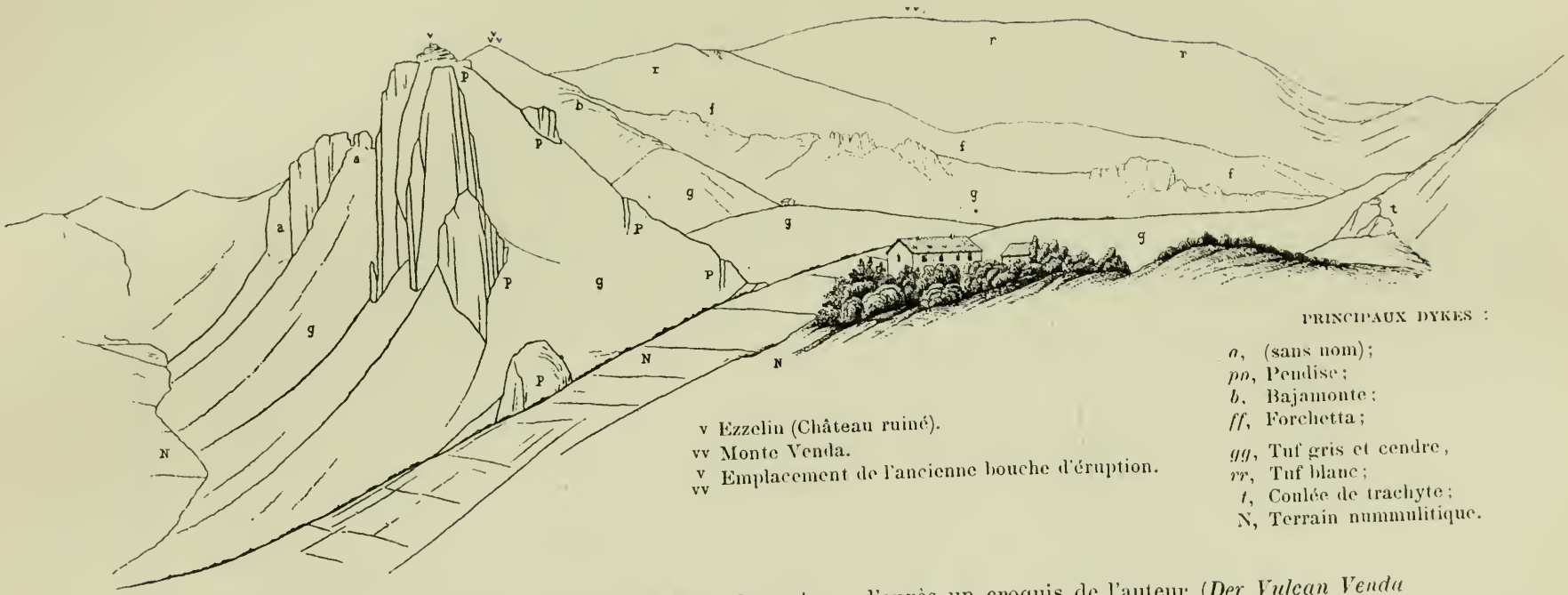


FIG. 33. — Dykes de la partie centrale des Monts Euganéens, d'après un croquis de l'auteur (*Der Vulcan Venda bei Padua*, Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXI, Abth., 1, 1875, p. 12).

Immédiatement après vient la masse principale du calcaire nummulitique, avec des fragments de *Conoclypeus conoïdeus* et de grandes nummulines, puis une intercalation doléritique (Teolo, Monte Oliveto, au-dessous de S. Antonio, etc.). Il se présente aussi de petits amas de laves basiques foncées; les tufs, de couleur également foncée, qui les accompagnent contiennent des orbitoïdes, on peut les placer approximativement sur l'horizon de Priabona. Ces tufs foncés s'élèvent assez haut sur le cône central du Monte Venda et sont traversés par les filons éruptifs qui en proviennent. Au-dessus du tuf doléritique — je ne suis pas absolument certain que ce tuf ne soit pas le prolongement des puissantes masses de tuf et de laves du Vicentin? — vient encore du trachyte (Monte Altorre, Monte Guin, etc.). Ce trachyte est le dernier; les cimes isolées qu'il couronne représentent les fragments des coulées que l'érosion a séparées du cône central; leur formation est contemporaine de celle des grands filons radiaux (Pendise, Forche, Rua, etc.). Suit la phase rhyolitique, les projections de tuf blanc et les coulées de rhyolite. Au pied du Sieve, le tuf blanc contient des fossiles qui lui assignent l'âge des couches à bryozoaires du Val di Lonte, à la base de l'Oligocène du Vicentin. Enfin les dernières formations de cette longue série sont les laves noires (*Sievite* de vom Rath) qui forment à l'état de nappe le Monte Sieve et les hauteurs voisines et pénètrent en filons, accompagnés de salbandes vitreuses, à travers le tuf blanc.

Dans cette succession de roches, je considère, ainsi que je l'ai dit, les trachytes inférieurs comme des masses stratiformes, ayant pénétré latéralement par intrusion. J'ai pu montrer, en effet, il y a longtemps déjà, qu'en ce point une intrusion puissante de trachyte à oligoclase, s'introduisant entre les bancs du terrain jurassique, en avait arraché un paquet assez important, et l'avait déplacé, en le faisant pour ainsi dire flotter à sa surface et en modifiant sa partie inférieure[1]. C'est le lambeau tithonique, modifié au contact, de Fontana Fredda. Il fut aussi fait mention, à cette époque, de masses considérables de trachyte pénétrant comme des coins entre les délits des couches de la Scaglia, de gros morceaux de la Scaglia ayant alors formé de véritables brèches, reliées par un ciment trachytoïde[2]. —

Les autres volcans trachytiques de l'Europe n'offrent pas la

[1. On connaît depuis longtemps, en Auvergne, l'exemple analogue du Puy-Chopine, décrit dès 1827 par Poulett Scrope; voir A. Michel-Lévy, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XVIII, 1890, p. 710-711 et 891.]

2. *Der Vulcan Venda bei Padua* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXI, Abth. 1, 1875, p. 12).

même variété de roches stratifiées dans leur socle, ou bien la mise à nu de ce soubassement se présente dans des conditions moins favorables. Pour trouver des termes de comparaison, en regard de ce mode d'étalement latéral, il faut aller en Amérique.

Dans ces dernières années les géologues américains ont décrit, comme un type particulier de montagnes éruptives, une série d'affleurements très remarquables de laves intercalées dans des terrains sédimentaires ; l'accord est d'ailleurs complet entre les observateurs, quant aux circonstances de gisement. Nous en possédons des descriptions d'ensemble dues à Peale[1], Gilbert[2] et Endlich[3], et il ne manque pas de bonnes monographies locales. Elles démontrent qu'il existe des massifs isolés où l'on constate, à diverses hauteurs dans la série des terrains, depuis le Carbonifère jusqu'au Crétacé supérieur, la pénétration de roches éruptives post-crétacées. Cette intrusion se produit le plus souvent dans les marnes et les schistes peu résistants du terrain crétacé : tantôt les roches éruptives ne se présentent qu'en petits amas intrusifs, tantôt elles constituent des masses énormes de forme lenticulaire, à surface convexe, semblables à de gros pains, que Gilbert désigne sous le nom de *laccolithes*. Elles sont généralement groupées, soit côte à côte, soit les unes au-dessus des autres; d'autres fois, on les trouve isolées. Les couches sédimentaires se soulèvent en voûte, à partir des bords du laccolithe, et souvent une notable partie de ce dôme est conservée. Quelquefois cette sorte de coupole est traversée par un réseau de cassures radiales, sous forme de filons en étoilement qui font saillie au-dessus des restes de couches dénudées. La plupart des laccolithes visibles ont été mis à jour grâce au démantèlement de la puissante nappe de couches tertiaires lacustres qui recouvrait jadis tout le pays. Ils sont formés d'une roche qu'Endlich distingue sous le nom de *porphyritic trachyte* et que d'autres nomment simplement trachyte, ou, plus rarement de rhyolite. On n'a pas encore trouvé de laccolithes de laves basiques[4].

1. A. C. Peale, *On a peculiar type of eruptive Mountains in Colorado* (Hayden, Bull. U. S. Geol. and Geogr. Survey of the Territories, III, 1877, p. 551-564).

2. G. K. Gilbert, *Report on the Geology of the Henry Mountains*, in-4°, 1877 (U. S. Geogr. and Geol. Survey of the Rocky Mountain Region, J. W. Powell).

3. F. M. Endlich, *On the erupted Rocks of Colorado* (Hayden, 10th Ann. Rep. U. S. Geol. and Geogr. Survey Territ. for 1876, p. 199-272, 1878).

[4. La plupart des laccolithes sont formés de roches porphyriques à deux temps très distincts de consolidation, tout à fait analogues à certaines variétés de microgranites basiques tels que les « porphyres bleus » de l'Estérel ; voir A. Michel-Lévy, *Sur quelques particularités de gisement du porphyre bleu de l'Esterel. Application aux récentes théories sur les racines granitiques et sur la différentiation des magmas éruptifs* (Bull. Soc. Géol.

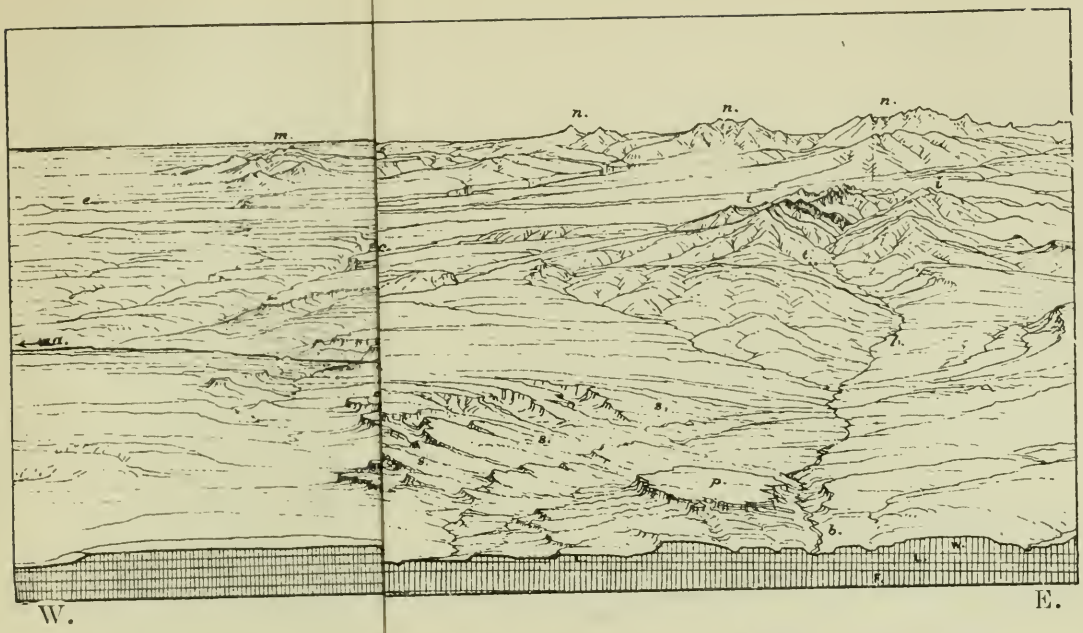


Fig. 1. — Vue à vol d'*ie Territories for* 1875, pl. XXXVI, p. 244, 1877).
eau-Mexique.

a, Rio San Juan; *b*, Rio Plata Mountains; *j*, Sierra El Late; *k*, Sierra Abajo; *l*, Sierra Hogback (flexure); *t*, Parrott City.

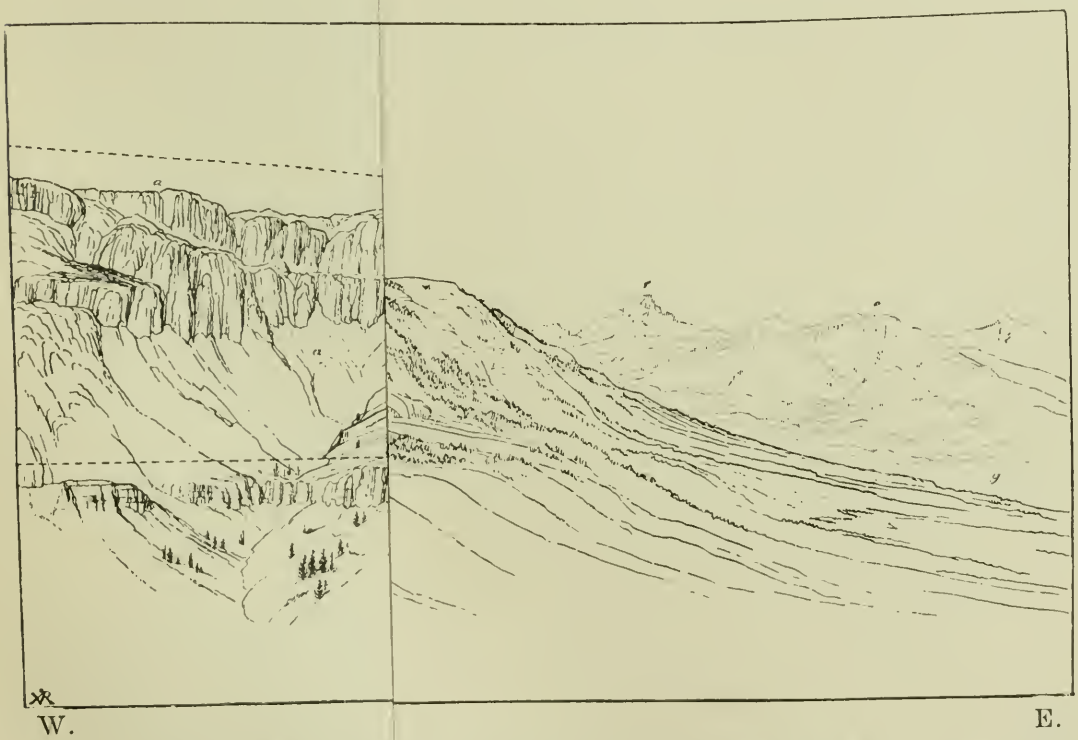


Fig. 2. — Laccolithe d'India*ie Territories for* 1878, part II, pl. XIII, p. 24, 1883).

Gardiners River.

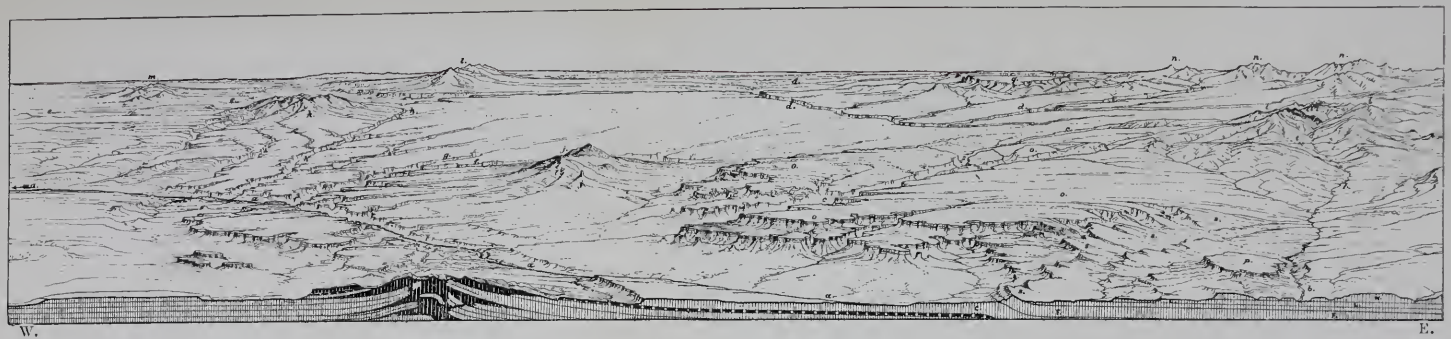


Fig. 1. — Vue à vol d'oiseau du Bassin du San Juan (Colorado), d'après W. H. Holmes (Hayden, 9th *Ann. Rep. U. S. Geol. and Geogr. Survey of the Territories for* 1875, pl. XXXVI, p. 244, 1877). Au premier plan, en coupe, la Sierra Carriso. — +, frontière du Colorado, de l'Utah, de l'Arizona et du Nouveau-Mexique.

a, Rio San Juan; *b*, Rio de La Plata; *c*, Rio Mancos; *d*, Rio Dolores; *e*, Rio Colorado; *f*, Mc Elmo Creek; *g*, Hovenweep Creek; *h*, Montezuma Creek; *i*, La Plata Mountains; *j*, Sierra El Late; *k*, Sierra Abajo; *l*, Sierra La Sal; *m*, Henry Mountains; *n*, San Miguel Mountains; *o*, Mesa Verde; *p*, Piñon Mesa; *q*, Lone Mesa; *r*, Sage Plain; *s*, San Juan Hogback (flexure); *t*, Parrott City.

Fig. 2. — Laccolithe d'Indian Creek (Yellowstone National Park), d'après W. H. Holmes (Hayden, 12th *Ann. Rep. U. S. Geol. and Geogr. Survey of the Territories for* 1878, part II, pl. XIII, p. 24, 1883).

a, *a*, Laccolithe; *b*, *b*, Calcaire silurien; *c*, *d*, Calcaire carbonifère; *e*, Sepulchre Mountain; *f*, Emigrant Peak; *g*, Vallée de la Gardiners River.

Les principaux exemples sont : les montagnes autour de Park View Mountain, sur la ligne continentale de partage des eaux entre le North Park et le Middle Park; les Spanish Peaks, au pied du versant oriental des Montagnes Rocheuses, et, au nord-ouest de ceux-ci, les sommets volcaniques du Huerfano; puis, de l'autre côté des Montagnes Rocheuses, sur le plateau du Colorado, les masses isolées des Sierras de la Plata, San Miguel, El Late, Carriso, Abajo, La Sal[1]; enfin, à l'ouest de celles-ci, la chaîne des Henry Mountains, qui est située près de la Waterpocket Flexure (fig. 24, p. 167), à l'est de cet accident, sur le bord occidental du grand plateau. Plusieurs de ces massifs sont très élevés[2]. La base des monts San Miguel est à environ 2 400 mètres; le plus haut sommet, qui d'ailleurs n'est pas un laccolithe, le mont Wilson, s'élève sur cette base jusqu'à une altitude de 4 352 mètres. Le sommet des Spanish Peaks se dresse au-dessus du socle beaucoup moins élevé des Montagnes Rocheuses à 4 152 mètres d'altitude.

Cette pénétration des masses éruptives au milieu des terrains stratifiés se manifeste sous des formes très diverses. Holmes a donné un dessin fort instructif des escarpements du mont Hesperus, dans la Sierra de la Plata (Colorado sud-occidental), montrant avec une grande netteté le coincement terminal d'un laccolithe à base plane et à sommet arrondi; les couches crétacées, superposées à cette masse principale et affectant la même allure en dôme, contiennent d'ailleurs de nombreuses intrusions de trachyte de moindres dimensions[3]. Le même observateur a très clairement décrit comment, dans la Sierra El Late (au sud-ouest de la Sierra de la Plata), les masses fondues qui ont pénétré dans les schistes crétacés sont remplies de fragments de ces schistes; mais les débris des sédiments inférieurs manquent totalement, montrant ainsi que la fente d'arrivée est nettement délimitée en profondeur. Il n'y a point ici de voûte complète visible, et l'étage schisteux inférieur est si intimement mêlé à la roche éruptive que celle-ci l'a pour ainsi dire absorbé.

Plus au sud-ouest, dans la Sierra Carriso, les étages supérieurs

de Fr., 3e sér., XXIV, 1896, p. 123-138). M. Whitman Cross, à qui l'on doit la plus récente étude d'ensemble sur les roches intrusives de l'Ouest américain, les qualifie de *porphyrites* (voir *The Laccolitic Mountain Groups of Colorado, Utah and Arizona*, 14th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1892-93, p. 157-241, pl. VII-XVI, 1895).]

[1. On peut y joindre le groupe isolé des West Elk Mountains (Colorado), étudié dernièrement par M. Whitman Cross (Mém. cité, p. 177-203, cartes et coupes).]

[2. Voir le panorama reproduit ci-contre (pl. I, fig. 1).]

3. W. H. Holmes, *Geological Report on the San Juan District* (9th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey Territ. for 1875, p. 268, pl. XLV, fig. 1, 1877).

du terrain crétacé ont complètement disparu, et l'on voit les masses de trachyte intercalées dans les couches comprises entre la Craie inférieure et le Trias[1].

Tout à l'est, les Spanish Peaks sont remarquables par les filons radiaux qui se dessinent à leur surface. Ils ont été décrits par Endlich. Ce sont deux pics, dont j'ai déjà signalé la grande hauteur et la situation près du pied oriental des Montagnes Rocheuses, ou plutôt de la chaîne Sangre de Cristo. De ces deux cimes, la plus orientale se compose de roches éruptives, la plus occidentale est surtout formée de sédiments où dominent des grès et des schistes d'âge carbonifère. Ces couches sont disjointes, les masses éruptives ont pénétré dans les intervalles comme des coins, la voûte supérieure a éclaté, et il s'est formé un réseau de filons s'élevant jusqu'au Crétacé. Ces filons n'ont peut-être pas tous atteint la surface du sol, mais certains d'entre eux semblent bien avoir servi de cheminées, par où les laves s'épanchaient à l'air libre[2].

La description la plus détaillée que nous possédions est contenue dans la monographie des Henry Mountains, due à Gilbert. Ce sont cinq masses, placées à des distances presque égales du grand pli monoclinal dit *Waterpocket flexure*. Dressées sur le plateau, dont la hauteur est de 1 500 mètres, leurs sommets les plus élevés atteignent une altitude de 3 429 mètres (mont Ellen) et 3 398 mètres (mont Pennell). La Waterpocket flexure détermine un abaissement de sa lèvre orientale qui peut atteindre 7 000 pieds (2 134 m.), et les Henry Mountains s'élèvent sur le voussoir déprimé, où les couches sont horizontales.

Les laccolithes, groupés côte à côte ou superposés, forment le noyau de ces montagnes. On en compte peut-être une trentaine au mont Ellen, deux au mont Holmes, et un seul au mont Ellsworth; les monts Pennell et Hillers en comprennent chacun un grand et plusieurs petits. Suivant la hauteur à laquelle l'intrusion s'est produite, ils atteignent du Carbonifère au Crétacé, mais la date de leur formation est toujours post-crétacée. Dans les monts Ellsworth et Holmes, on remarque des voûtes complètes des terrains sédimentaires. Le laccolithe du mont Hillers est le plus considérable; il est à moitié dénudé; sa hauteur est de plus de 2 000 mètres, son diamètre mesure, à la base, entre 6,4 et 5,6 kilomètres. On observe ous les passages entre ce laccolithe géant et les intrusions les plus

1. Holmes, Mém. cité, p. 273, 274.
2. Endlich, *Geological Report on the South-Eastern District* (9th Ann. Rep. U. S. Survey Territ. for 1875, p. 127 et suiv., pl. XVI, 1877).

petites, qui se réduisent à de simples filons-couches. Partout où les roches volcaniques sont en contact avec les terrains sédimentaires, ces derniers sont modifiés. Les laccolithes se trouvent ici sans exception dans les couches schisteuses peu résistantes; jamais on n'en rencontre dans les bancs de grès plus durs qui les séparent.

Le schéma ci-dessous (fig. 34) représente le grand laccolithe dut mont Hillers, avec les lentilles d'intrusion plus petites qui l'accompagnent : la plus profonde repose sur la surface du Carbonifère, la plus élevée se trouve à 300 mètres environ au-dessus de la base du Crétacé[1].

Nous sommes habitués à trouver les éruptions volcaniques en relation avec des effondrements. Il en est ainsi, en effet, à l'ouest

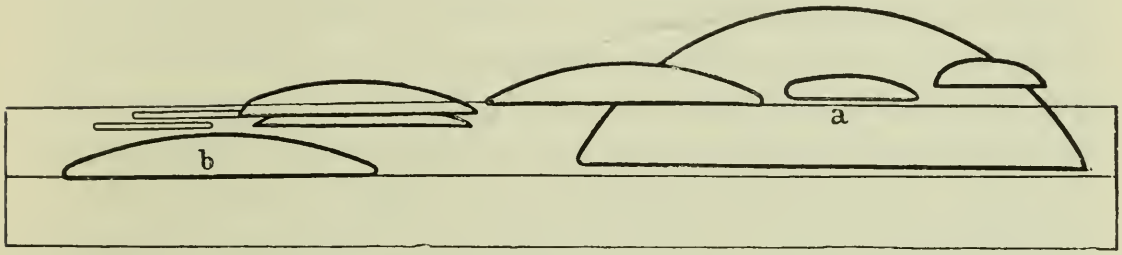


Fig. 34. — Groupe de Laccolithes du Mont Hillers (d'après Gilbert).
a Hillers' Laccolithe, et *b* Pulpit Arch, entourés de massifs d'intrusion plus petits.

La ligne horizontale inférieure représente le niveau de la mer; la ligne médiane, le sommet du terrain carbonifère; la ligne supérieure, le sommet du terrain jurassique.

des plateaux du Colorado, dans la vaste région des Basin Ranges, que nous n'avons pas encore eu l'occasion de décrire, et où l'on voit les strates plissées découpées par de longues cassures linéaires presque parallèles au méridien. « Certaines chaînes, dit Clarence King, se sont divisées en trois ou quatre compartiments dont quelques-uns sont descendus à plusieurs milliers de pieds au-dessous du niveau des autres. Les plus grandes éruptions rhyolitiques ont accompagné ces effondrements. Là où un grand voussoir s'est détaché de ses voisins en s'affaissant, il a été submergé par les rhyolites, et d'énormes accumulations de ces produits volcaniques s'y sont édifiées... Il est arrivé parfois que des massifs se sont fendus et qu'un épanchement restreint s'est produit sur les hauts sommets; mais, en règle générale, les grandes éjections ont eu lieu dans les régions effondrées. Comme volume, ces accumulations rhyolitiques ont atteint des épaisseurs énormes : elles forment, en effet, des

[1. D'après M. Michel-Lévy, il y a lieu de comparer (*parva magnis*) les laccolithes aux dômes de dômite et aux cônes de phonolite.]

montagnes hautes de 3000 à 6000 pieds [900 à 1800 m. environ] sur des longueurs de 70 à 80 milles (113 à 129 kilomètres)[1]. »

Cette règle s'applique également aux grandes éruptions qui accompagnent les failles principales des plateaux du Colorado; et il n'est pas possible de considérer comme des phénomènes d'ordre différent l'éruption des nappes puissantes, s'épanchant par les fentes de l'écorce, et l'intrusion des laccolithes qui s'est produite dans des points isolés, en dehors de ces failles principales. Dutton a parfaitement reconnu cette liaison. Sous l'impression des circonstances qui, au Vésuve, ont précédé et préparé si longtemps à l'avance les éruptions du 1er et du 17 avril 1871, j'estime que l'on est porté à exagérer le rôle de la vapeur d'eau dans l'épanchement des laves. Leur sortie, quand elle a lieu par des fractures longues de plusieurs kilomètres, se produit très probablement en vertu des lois simples de l'hydrostatique, et le poids des voussoirs qui s'enfoncent doit jouer un rôle important dans l'ascension du soubassement en fusion. Il reste à se demander si la pression des voussoirs sur les laves sous-jacentes est capable, lorsque celles-ci ne parviennent pas à atteindre la surface, de déterminer les phénomènes d'intrusion dont il vient d'être question[2].

Revenons maintenant aux monts Euganéens, près de Padoue.

Les différences avec les exemples américains sont considérables; elles consistent, d'abord, dans les dimensions incomparablement moindres des masses intrusives, puis dans l'absence de couches peu résistantes dans le socle, entièrement formé de calcaires stratifiés; enfin, les filons radiaux du sommet du Venda ne se sont pas produits, comme aux Spanish Peaks, par l'éclatement de la coupole sédimentaire, mais à la suite d'éruptions successives à l'intérieur d'un cône de cendres. Néanmoins, les phénomènes qui ont déterminé l'intrusion latérale ont, sans doute, été essentiellement semblables, et l'on peut donc, en ce qui concerne les Euganéens, parler de laccolithes dans le Tithonique, le Biancone et la Scaglia, bien que, dans l'espèce, ces accidents ne s'éloignent guère de l'ancien type des filons-lits. —

A cette conception d'une poussée de bas en haut, exercée par les intrusions volcaniques sur leur couverture sédimentaire, se rattache une série d'idées parallèles à l'opinion que l'on se formait autrefois d'une certaine puissance élévatrice des laves et de la formation des prétendus *cratères de soulèvement*.

1. Clarence King, *U. S. Geol. Exploration of the* 40th *Parallel*, I, 1878, p. 694.
2. Dutton, *High Plateaus of Utah*, p. 129-131.

« On ne doit, dit L. de Buch, considérer les îles Canaries que comme un groupe d'îles qui ont été isolément soulevées du fond de la mer, par une force qui a dû longtemps se concentrer dans le sein de la terre, avant d'acquérir une intensité suffisante pour vaincre la résistance que les masses supérieures opposaient à son action. Mais alors, cette force a brisé les couches de basalte et de conglomérat qui se trouvaient au fond de la mer, et sur une certaine épaisseur dans l'intérieur, et les a soulevées jusqu'au-dessus de la surface des eaux, sous forme d'immenses cratères. Après le soulèvement d'une masse aussi considérable, une partie au moins retombe sur elle-même, et ferme bientôt l'ouverture par laquelle l'action volcanique s'était frayé un passage. De ce soulèvement, il ne résulte donc pas de volcan proprement dit. Mais au milieu d'un de ces cratères de soulèvement, s'élève un dôme immense de trachyte, qui forme le pic : une communication permanente est alors ouverte entre l'atmosphère et l'intérieur de la terre, et par cette ouverture s'échappent incessamment des masses considérables de vapeurs[1]... »

L. de Buch distingue donc : un gonflement du sol, un effondrement accompagné de la suppression de tout orifice, puis une éruption au centre de la masse effondrée. C'est le spectacle grandiose des escarpements circulaires de la Somma qui a donné naissance à cette conception ; ce n'est que pendant la première de ces trois phases que l'on attribue à la masse volcanique une activité élévatrice, d'ailleurs localisée et nettement circonscrite.

Sous cette forme restreinte, en laissant de côté les grands traits de la configuration des chaînes et des failles, considérés comme préalablement existants, et seulement en tant qu'il s'agit d'un soulèvement local suivi d'un effondrement, cette ancienne conception a reparu dans la remarquable description des hauts plateaux arméniens dont H. Abich a récemment enrichi notre science[2].

Abich s'appuie sur la structure de deux massifs montagneux : le Palandokän, au sud d'Erzeroum, et le Dary-dagh, près de Djoulfa.

Les montagnes au sud d'Erzeroum sont formées de calcaires crétacés, de serpentines et de gabbros, par-dessus lesquels s'étalent largement des roches éruptives tertiaires. Ces roches constituent aussi le puissant *Palandokän* (2 947 mètres), et, au-dessous de

1. L. von Buch, *Physicalische Beschreibung der Canarischen Inseln*, in-4°, Berlin, 1825, p. 326 (reproduit dans l'édition de ses œuvres complètes publiée par Ewald, Roth et Dames, III, 1877, p. 510) ; trad. française par C. Boulanger, in-8°, Paris, 1836, p. 323.

2. H. Abich, *Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern*, II, *Geologie des armenischen Hochlandes*, 1. *Westhälfte*, in-4°, 1882, avec atlas, p. 73, 78, 329, et ailleurs.

son sommet s'ouvre, vers l'ouest, un vaste cratère dont le grand axe mesure de 9 à 10 kilomètres. A l'intérieur de cet énorme cratère, on rencontre au milieu de déjections volcaniques qui en forment les parois, des pointements d'un calcaire transformé en marbre, de l'albâtre associé à des serpentines, des schistes chloriteux et des roches de la famille des gabbros : cet ensemble appartient aux terrains qui servent de socle au volcan. Ces roches forment un des éléments essentiels du cratère et « ont été entraînées par les masses volcaniques, qui *apparemment* ont soulevé une partie du soubassement de la montagne, en le déchirant et le repoussant vers le nord et vers le sud[1] ».

Le second exemple diffère notablement du premier.

Dans la vallée de l'Araxe, au sud de Nakhitchevan, on trouve au-dessus du Paléozoïque disloqué une série qui commence par du calcaire nummulitique et dont le terme le plus récent est représenté par les couches salifères de l'époque miocène. Des conglomérats rouges, presque exclusivement formés de trachyte, sont intercalés dans cette série tertiaire; ils peuvent donc servir de repère pour fixer l'âge des montagnes trachytiques voisines. A l'est de Nakhitchevan, trois cimes trachytiques, rangées du N.N.W. au S.S.E., se dressent comme des piliers au-dessus du pays tertiaire : ce sont le Nagajir, l'Asabkew Dagh, et l'Ingatach; elles reposent sur une même ride allongée du sol. Vers l'est et le sud-est viennent encore deux montagnes analogues : l'Ylanly et l'Alanja Dagh. A la suite de la première série et dans son prolongement apparent vers le S.S.E. s'élève, à l'ouest de Djoulfa, le *Dary Dagh* (1 943 mètres). Sa constitution est, toutefois, absolument différente de celle des pitons trachytiques dont il semble être la suite : il est entièrement formé par les couches de la série transgressive, et notamment par les calcaires nummulitiques et les conglomérats trachytiques : ceux-ci se relèvent en dessinant une large voûte, que recoupe une faille N.-S. dont la lèvre occidentale est affaissée. Sur le trajet de la faille, on n'aperçoit pas de roches éruptives, mais des marnes argileuses avec du gypse et des produits arsenicaux[2].

Comme les brèches à éléments trachytiques sont elles-mêmes affectées par ce soulèvement en dôme du Dary Dagh, et que cet accident doit être plus récent, par conséquent, que la totalité ou au moins une partie des éruptions trachytiques, nous sommes amenés à l'hypothèse de dislocations répétées sur la même ligne;

1. H. Abich, Ouvr. cité, p. 76
2. H. Abich, même ouvr., p. 78 et suiv.

il y aurait eu successivement formation d'une première série de cassures, sur lesquelles sont venus se greffer le Nagajir et ses congénères, les conglomérats trachytiques et les brèches du Dary Dagh se formant aux dépens de ces derniers; puis bombement de ces conglomérats, effondrement de la clef de voûte et enfin émanations arsenicales.

Le Palandokän nous montre donc des phénomènes d'entraînement et de pénétration, et de profondes modifications de contact des sédiments, comme nous en retrouverons bientôt dans la fente éruptive du Banat; au Dary Dagh, c'est autre chose, il y a des indices de mouvements répétés du sol avant et après les éruptions, sans qu'il faille nécessairement recourir, à ce qu'il me semble du moins, à l'hypothèse d'une poussée active produite sur le terrain préexistant par les laves.

Après cette digression, reprenons l'examen des *intrusions* et arrivons à celles que provoquent les *roches basiques*.

Quoique ce cas n'ait pas encore été décrit en Amérique, nous en avons cependant des exemples en Europe. Il n'est pas rare de rencontrer des basaltes intrusifs dans les mines de houille. Mais, en général, les intrusions basiques ne prennent point, comme les laccolithes trachytiques, la forme de gros pains ou de lentilles puissantes, elles s'étalent au contraire sur de bien plus grandes surfaces, mais avec une épaisseur beaucoup moindre; aussi les a-t-on souvent prises pour des formations contemporaines, en méconnaissant leur véritable nature. Ainsi, au point de vue de l'allure qu'elles affectent, les intrusions basiques se comportent vis-à-vis des intrusions trachytiques exactement comme les laves subaériennes, et ce fait trouve probablement son explication dans la fluidité généralement plus grande des masses basiques.

Il suffira de citer ici un seul exemple qui, d'ailleurs, est très remarquable : je veux parler de la couche de basalte interstratifiée dans le Carbonifère inférieur du Northumberland et connue sous le nom de *Whin Sill*. Le Whin Sill provient-il d'une coulée contemporaine du Calcaire carbonifère, sur lequel il se serait épanché en nappe, ou n'est-il qu'un filon-lit de dimensions exceptionnelles? Ces deux opinions sont longtemps restées en présence; mais les levés détaillés du comté faits par Topley et Lebour ont définitivement donné raison à la seconde.

Sauf quelques interruptions de peu d'importance, on connaît le Whin Sill sur une longueur de 120 à 130 kilomètres. Il atteint une épaisseur de 23 mètres ou même davantage, et se termine

en biseau vers l'ouest. Il vient s'introduire, sur de grandes étendues, entre les surfaces de délit du Calcaire carbonifère et des bancs de grès et de schiste qui l'accompagnent; des traces de métamorphisme s'observent au contact, non seulement par-dessous, mais aussi par-dessus, et quelques filons plus petits se détachent même de la masse principale en se dirigeant de bas en haut. Mais le Whin Sill ne se maintient pas partout, comme on le croyait jadis, au même horizon stratigraphique; il s'élève et s'abaisse alternativement à travers les couches puissantes de l'époque carbonifère, et les variations de niveau extrêmes qu'il subit dans le sens vertical n'atteignent pas moins de 520 mètres[1].

L'aire extraordinairement vaste qu'occupe le Whin Sill me paraît provoquer une question : à une aussi grande distance du foyer éruptif, est-il possible de croire réellement à un développement de force capable de soulever des couches épaisses de plusieurs milliers de pieds, et n'ayant d'autre soutien qu'une masse de lave de faible puissance? Il me paraît plus plausible d'admettre, dans le cas actuel, que le Whin Sill dénote l'emplacement d'une faille oblique, restant parallèle à la stratification sur de grandes étendues, mais sautant à plusieurs reprises d'un horizon à l'autre, et qui aurait été remplie par un afflux de basalte. De pareils rejets peuvent naître très facilement, en particulier par un traînage le long des cassures. Je n'examinerai pas, pour le moment, si le mot d'*intrusion* est ici absolument à sa place; je préférerais toutefois le mot d'*injection*. —

Toutes ces intrusions ou injections, quelle que soit la forme qu'elles affectent, se greffent latéralement sur la *cheminée;* arrivons maintenant à celle-ci.

L'on ne connaît point de volcan qui ait subi une érosion assez profonde pour mettre à découvert sa cheminée et qui soit encore couronné par des filons rayonnants tels que ceux du Monte Venda.

[1. On connaît, en France, les exemples analogues (en petit) de Gergovie et de la Limagne.]

2. W. Topley et G. A. Lebour, *On the Intrusive Character of the Whin Sill of Northumberland* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIII, 1877, p. 406-421). Je puis ajouter ici que l'on a essayé, dans ces dernières années, de rapporter à un seul et même horizon les nombreuses coulées basaltiques du Vicentin, en les considérant pour la plupart comme intrusives. Je ne partage pas cette manière de voir. C'est seulement aux environs de Ronca que je connais, sur l'horizon des tufs à *Strombus Fortisi*, un véritable filon d'intrusion, contourné et d'ailleurs de dimensions restreintes. La diversité d'âge des basaltes est mise en évidence d'une manière incontestable par la diversité des fossiles contenus dans les tufs. — Voir pour des exemples A. Geikie, *On the Carboniferous Volcanic Rocks of the Basin of the Firth of Forth* (Trans. Roy. Soc. Edinburgh, XXIX, 880, p. 476).

Mais il y a des exemples où, après la destruction du cône de cendres et de ses filons, et après la mise à nu de la cheminée, on peut cependant reconnaître encore une liaison avec les coulées environnantes; ces exemples nous serviront de point de départ.

Dans l'intérieur des *Hébrides*, principalement dans les îles de Skye et de Mull, s'étendent de grandes coulées basaltiques; les basaltes du Nord-Est de l'Irlande en sont probablement les prolongements. Sous ces coulées se sont conservés des lambeaux de terrains mésozoïques qui, sans cette couverture protectrice, auraient été balayés de la surface du soubassement paléozoïque. En face de ces îles, la côte occidentale de l'Écosse est formée presque exclusivement de ces roches anciennes, mises à nu par l'érosion.

Judd[1] a montré qu'au-dessus de ces épanchements volcaniques se dressent, sur une ligne presque parallèle au méridien, quatre massifs granitiques[2] qui représentent les noyaux d'autant de grandes montagnes ignivomes. Ce sont le volcan de l'île de Mull, celui de la presqu'île d'Ardnamurchan, puis ceux de l'île de Rum et de l'île de Skye. La distance du centre du plus septentrional de ces quatre foyers d'éruption au centre du plus méridional d'entre eux, c'est-à-dire la longueur de la partie reconnaissable en cette région d'une grande ligne volcanique, est d'environ 88 kilomètres. Mais cette ligne se prolonge vraisemblablement au nord et au sud. Chacun de ces noyaux granitiques est en relation avec des roches éruptives basiques plus récentes, appartenant surtout à la famille des gabbros; le massif granitique de l'île de Mull, notamment, est percé par de nombreux filons ramifiés de gabbro; dans les massifs situés plus au nord, le stock basique est juxtaposé au granite et y envoie des filons. Dans le voisinage de ces points d'éruption, les roches sédimentaires sont très modifiées, et les filons basaltiques abondent. Une période de repos et de dénudation paraît avoir suivi la formation des masses granitiques, avant la sortie des coulées basiques. Celles-ci s'épanchèrent sur un sol émergé, comme des forêts enfouies et des couches à plantes miocènes en font foi, à leur base. Les plus grands cônes de cendre, ceux de Mull et de Skye, ont dû dépasser 4000 mètres de hauteur[3].

[1. Les travaux récents de Sir A. Geikie sont venus modifier en partie les conclusions de M. Judd; voir *The History of Volcanic Action during the Tertiary Period in the British Isles* (Trans. Roy. Soc. Edinburgh, XXXV, part 2, 1888, p. 21-184, pl. I, II).]

[2. « Ce sont des microgranites, le plus souvent à deux temps. Il y a bien plus d'analogie avec les laccolithes qu'avec des noyaux de volcans. » (A. Michel-Lévy).]

3. J. W. Judd, *The Secondary Rocks of Scotland*, 2d *Paper : On the ancient Volcanos of the Hebrides and the Relations of their Products to the Mesozoic Strata* (Quart.

Ces massifs granitiques envoient également de véritables laccolithes dans les couches mésozoïques.

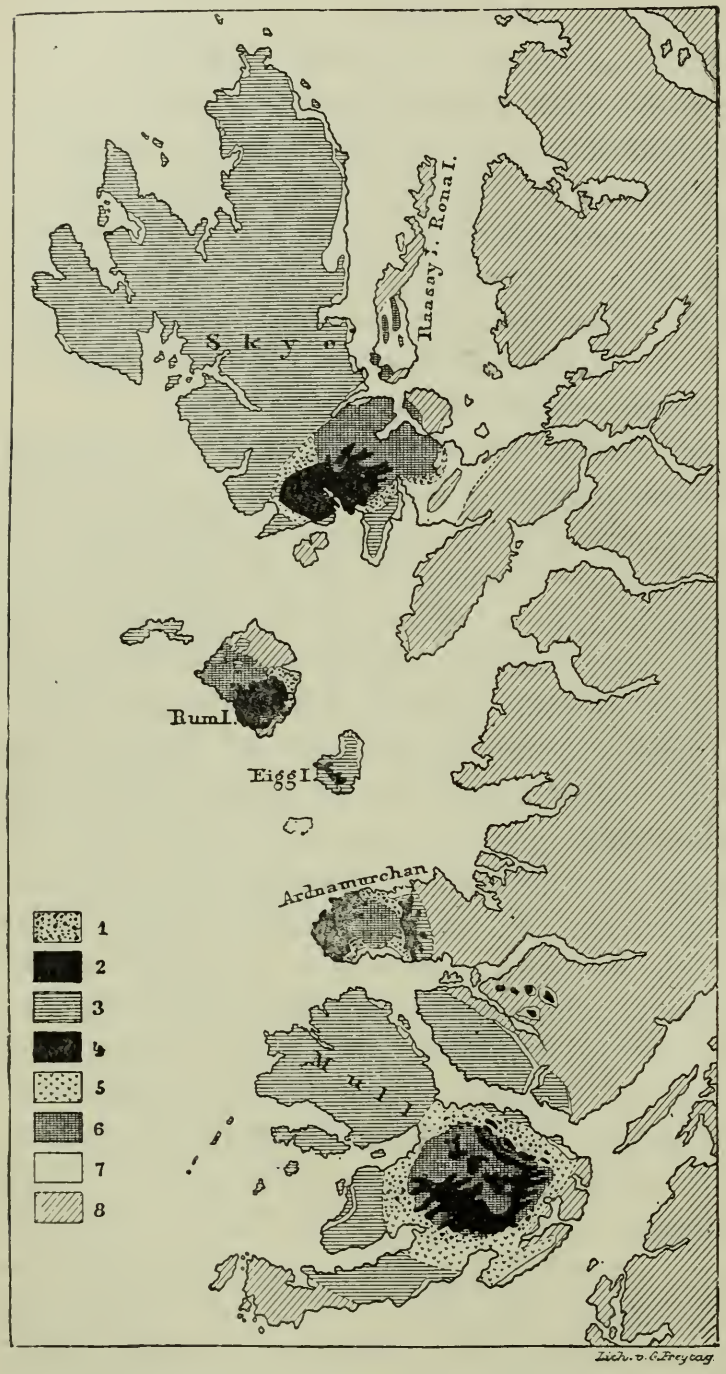


Fig. 35. — Les Volcans des Hébrides (d'après Judd).

1. Tufs et brèches volcaniques. — 2. Roches éruptives les plus récentes (principalement dans la partie orientale de Ardnamurchau). — 3. Laves basiques. — 4. Éruptions basiques. — 5. Laves acides. — 6. Éruptions acides. — 7. Couches mésozoïques et carbonifères. — 8. Roches anciennes.

Dès 1871, avant que Judd eût montré l'importance de ces noyaux granitiques, Geikie avait reconnu dans cette partie de l'Écosse des masses intrusives « amorphes » de syénite, de porphyre pétrosiliceux et de porphyre quartzifère qui, pénétrant à travers des fractures irrégulières, n'avaient point de surfaces limitatives parallèles. Des masses de ce genre furent signalées dans l'île de Raasay, au nord du volcan de Skye, dans l'île de Skye elle-même et dans celle d'Eigg, entre le volcan de Rum et celui d'Ardnamurchan. Dans l'île d'Eigg, en particulier, Geikie fit connaître trois de ces masses de por-

Journ. Geol. Soc., XXX, 1874, p. 220-300, pl. XXII, XXIII; carte d'ensemble, XXXIV, 1878, pl. XXXI).

phyre pétrosiliceux, surgissant au-dessus des basaltes environnants. La plus importante, haute de 50 à 70 mètres, forme l'extrémité septentrionale de l'île et « paraît être montée à peu près suivant les surfaces de délit des couches oolithiques, en formant ainsi elle-même une masse grossièrement stratiforme[1]. »

Judd a confirmé l'intercalation de ces massifs dans la série mésozoïque, et montré, dès 1874, que les roches acides forment ici d'épaisses masses lenticulaires d'intrusion, sur le pourtour immédiat du centre éruptif, tandis que les laves basiques peuvent suivre les surfaces de séparation des couches sur de grandes distances. Les roches acides seraient formées de différentes variétés de porphyre pétrosiliceux, plus ou moins quartzifère, à structure surtout porphyrique, mais qui passent au granite syénitique en se chargeant de hornblende. Les intrusions basiques sont presque toujours doléritiques, avec beaucoup d'olivine et des passages soit au gabbro à grain fin, soit au basalte.

L'on a vu que les laves basiques de ces volcans reposent sur des couches tertiaires à empreintes végétales; on observe de même, dans les îles Færöer, des bancs de lignite intercalés dans les laves basaltiques, et l'on sait que des faits analogues se présentent en Islande. Ces formations démontrent l'existence d'un vaste continent qui, pendant la seconde moitié de l'ère tertiaire, s'étendait fort loin vers le nord, à partir de l'Écosse[3]. —

Près de *Predazzo*, dans le Tyrol méridional, la vallée de l'Avisio, orientée du N. au S., et le Val Travignolo, qui y débouche à l'est, ont mis à jour la cheminée d'un volcan de l'époque triasique. C'est une coupe admirable. Depuis 1823, date à laquelle Marzari-Pencati en a publié la première description, cette localité a été le théâtre d'explorations toujours renouvelées, et la variété des phénomènes qu'elle présente est encore loin d'être épuisée[4].

1. A. Geikie, *On the Tertiary Volcanic Rocks of the British Islands, 1st Paper* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, p. 294). Ces masses n'ont pu être figurées sur la petite carte ci-jointe, par suite de l'exiguïté de l'échelle.

[2. D'après les récentes études de Sir A. Geikie (Mém. cité), la succession serait en réalité la suivante, de bas en haut : 1° coulées épaisses de basalte et de dolérite, superposées au Miocène, au Mésozoïque et au Paléozoïque érodés; 2° intrusion et injection de gabbros; 3° dômes également intrusifs de microgranites acides; 4° le tout percé par des filons de basalte et quelques veines de pechstein. « On voit que, loin de servir de *noyau* à la cheminée volcanique, les roches acides auraient simplement profité des mêmes fractures que les basaltes et les gabbros miocènes pour venir former des dômes *protrusifs* ou intrusifs, très voisins de la surface. » (A. Michel-Lévy).]

3. J. Geikie, *On the Geology of the Faeröe Islands* (Trans. Roy. Soc. Edinburgh, XXX, 1880, p. 240).

4. Parmi les nombreux ouvrages relatifs à cette localité, je me contenterai de citer :

Nous ne pouvons exposer ici que les grands traits de sa structure. Au point de vue des considérations qui vont suivre, l'intérêt principal de Predazzo est de permettre la détermination précise de l'âge d'un centre éruptif de granite et de syénite, situé au milieu des Alpes.

L'Avisio et le Val Travignolo se rejoignent tout près de la petite ville de Predazzo. La crête principale, à l'ouest de l'Avisio, est formée par le Dosso Capella et la côte des Canzocoli tournée vers Predazzo; au sud du Val Travignolo s'élève la Malgola, au nord le Mulat. L'esquisse ci-contre (fig. 36) est prise de l'est, dans le Val Travignolo ; à gauche est la Malgola, à droite le Mulat, les Canzocoli et le Dosso Capella sont au centre; on n'a pu y distinguer que trois types principaux de roches éruptives : le granite, la syénite (Monzonite) et le mélaphyre. Il n'entre pas dans le cadre que je me suis tracé de décrire les filons, qui sont nombreux, et les modifications secondaires de ces roches. A gauche, la Malgola est formée jusqu'à la cime de sédiments du Trias inférieur ; le versant qui domine Predazzo est formé au contraire de syénite éruptive; la ligne de contact, où l'on observe la transformation en marbre du calcaire triasique, etc., c'est-à-dire la limite extérieure du stock éruptif, traverse la montagne. La syénite enveloppe sur ce versant un grand paquet de calcaire triasique transformé en marbre et de nombreux autres lambeaux plus petits, dont la nature est la même, et elle est traversée par une multitude de filons minces de porphyre à orthose couleur chair, qui donnent l'impression de provenir du massif granitique que nous allons rencontrer de l'autre côté de la vallée.

La limite du noyau éruptif se reconnaît avec une égale netteté sur les flancs du Dosso Capella, visible au centre de l'esquisse, derrière Predazzo. Elle traverse la montagne en se dirigeant obliquement de bas en haut. Dans la partie inférieure du versant, c'est la syénite éruptive qui touche le calcaire, et c'est au lieu dit ai Canzocoli que se trouve le gisement principal, depuis longtemps fameux, des silicates de la zone de contact; plus haut, le calcaire

F. von Richthofen, *Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, S. Cassian und der Seisser Alpe*, in-4°, 1860; C. Doelter, *Ueber die Eruptivgebilde von Fleims nebst einigen Bemerkungen über den Bau älterer Vulcane* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXIV, Abth. 1, 1876, p. 857-883, avec carte de la région de Predazzo); E. von Mojsisovics, *Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien*, in-8°, 1879, p. 344-393; Ed. Reyer, *Predazzo* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXI, 1881, p. 1-56, carte). [Voir aussi W. C. Brögger, *Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtyrol*, gr. in-8°, Kristiania, 1895.]

touche au mélaphyre. Derrière le Dosso Capella, on aperçoit à droite, sur les hauteurs, du mélaphyre recouvrant le calcaire ; cette roche représente déjà une partie des coulées de lave sorties du volcan. Dans le fond de la vallée de l'Avisio, un pointement de granite sort au-dessous de la syénite, mais il n'apparaît pas sur la figure, étant masqué par le pied du Mulatto.

A droite, au sommet du Mulatto, formant des parois peu élevées mais sombres qui frappent le regard, sont des roches augitiques ; elles se prolongent en un long filon, à la surface du contrefort du Mulatto qui s'avance jusqu'au fond de la vallée près de Predazzo,

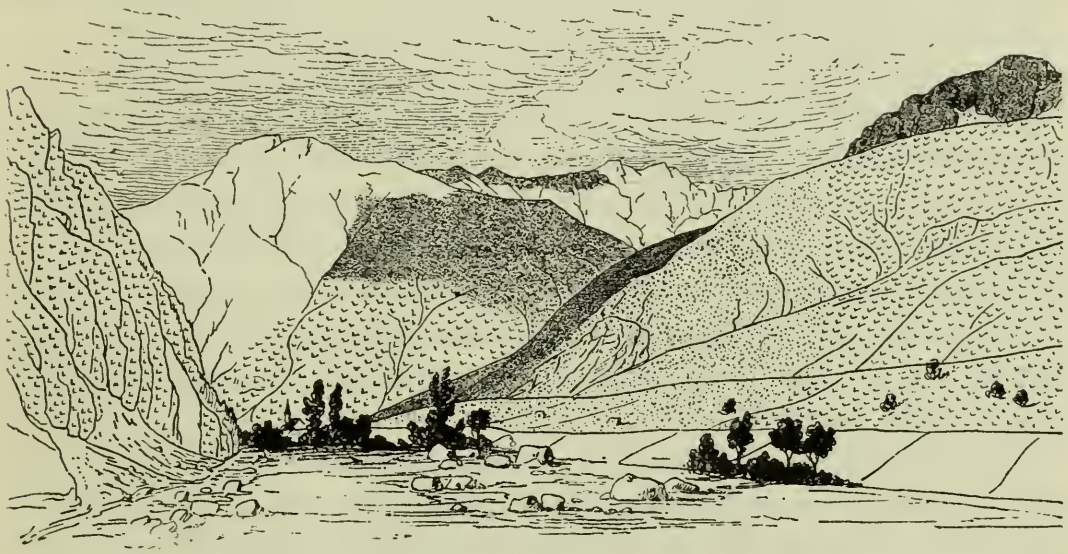


Fig. 36. — Predazzo (Tyrol méridional), d'après un croquis de l'auteur.

Vue prise du pont de Boscampo (Val Travignolo), sur la partie centrale de l'ancien appareil éruptif. A gauche, la Malgola, formée de syénite et de calcaire triasique (blanc) ; à droite, le Mulatto : syénite, granite (pointillé fin) et roches augitiques foncées : au centre, le Dosso Capella, contact du calcaire triasique et de la syénite aux Canzocoli ; sur la syénite, mélaphyre ; au fond, nappe de mélaphyre sur le calcaire triasique.

en traversant toutes les roches plus profondes. Celles-ci sont des granites à tourmaline et des syénites ; elles se poursuivent de l'autre côté de la montagne jusqu'au pied du Dosso Capella et de la Sforzella. Le Mulatto tout entier est d'origine volcanique ; la limite avec le calcaire triasique se trouve tout près, à droite, en dehors de la figure, dans un ravin latéral qui descend du Monte Viezzena.

La distribution des roches, la présence de silicates au contact, les nombreux filons et les intercalations de laves mélaphyriques et de tufs dans les couches du Trias ne laissent aucun doute sur l'origine volcanique, la liaison intime, au point de vue de leur genèse, et l'âge de ces gisements remarquables. Cet ensemble de circonstances se reproduit à peu de distance au nord-est, au Monzoni, avec

un magnifique développement de filons latéraux, mais sans que le granite soit visible. L'existence de laccolithes dans cette région n'est pas encore démontrée.

Tandis que, comme le montre l'exemple du massif du Finsteraarhorn, la transformation des calcaires stratifiés fossilifères en marbre blanc, à la limite des massifs granitiques, peut se produire sous la seule influence de la pression [dynamo-métamorphisme], le développement de silicates cristallisés dans la zone de contact constitue la caractéristique de la masse de syénite de Predazzo, témoignant ainsi de sa nature éruptive et volcanique[1]. Or, la même caractéristique s'applique à une partie de la bordure du puissant massif de l'Adamello.

Le massif de l'Adamello s'élève entre le Val Camonica et la vallée des Judicaries, sur la frontière de la Lombardie et du Tyrol du sud-ouest. Son axe principal est dirigé vers le N.N.E. et suit de près la grande ligne de faille de la Giudicaria, qui vient plus à l'est. La roche la plus remarquable de ce massif est facile à reconnaître à ses nombreux prismes raccourcis de hornblende foncée et de mica noir, se détachant sur un fond blanc. G. vom Rath a appelé cette roche *Tonalite;* Zirkel la considère comme très voisine des diorites quartzifères[2].

Au sud-est, là où la tonalite de l'Adamello vient toucher le calcaire triasique, réapparaissent les phénomènes de contact de Predazzo. Les esquisses que Lepsius a publiées du Val Bona et du Val Bondol ne laissent aucun doute sur la concordance parfaite des phénomènes dans les deux régions. Ainsi l'on voit, par exemple sur le versant méridional de la Cima Bruffione, dans le Val Bondol, la tonalite buter suivant une surface de séparation presque verticale contre des calcaires noduleux triasiques, plongeant fortement vers la roche éruptive; ces calcaires sont transformés en marbre et imprégnés de silicates de contact[3].

Nous aurons à revenir sur cet intéressant sujet quand nous parlerons des Alpes Méridionales.

La ligne de volcans des Hébrides permet d'observer en même

[1. « L'exemple du Saint-Gothard, et probablement aussi celui du Gornergrat, semble indiquer que le dynamo-métamorphisme, combiné avec le métamorphisme régional, amènent bien souvent un développement de silicates même dans les calcaires. Néanmoins ici, les phénomènes de contact sont évidents ; mais, loin de les opposer aux autres métamorphismes, il faut les en rapprocher. » (A. Michel-Lévy).]

2. G. vom Rath, *Beiträge zur Kenntniss der eruptiven Gesteine der Alpen* (Zeitschr. deutsch. Geol. Gesellsch., XVI, 1864, p. 249) ; Zirkel, *Lehrbuch der Petrographie*, II, 1866, p. 22.

3. R. Lepsius, *Das westliche Südtirol*, in-4°, 1878, p. 208, 222.

temps l'emplacement des cheminées et les lambeaux des laves qui en sont sorties ; leur activité s'étend jusqu'à l'époque miocène ou même au delà. Les volcans de Predazzo et du Monzoni laissent de même reconnaître leurs cheminées, et quoique leur âge soit incomparablement plus reculé que celui des volcans des Hébrides, on voit néanmoins, ici encore, les laves et les tufs correspondants intercalés dans le terrain triasique.

Le centre éruptif de *Rézbanya*, dans le Sud-Est de la Hongrie, décrit par Peters et Posepny, se présente dans un état analogue, comme degré de dénudation ; mais nous rencontrons ici, pour la première fois, dans la série d'exemples que nous avons à citer, des gîtes métallifères en relation immédiate avec un massif volcanique, dans l'auréole de contact. Des roches que Peters désigne sous le nom de syénite et de porphyre syénitique modifient leurs salbandes et développent dans le calcaire néocomien un mélange caractérisque de wollastonite, de grenat et de calcite bleue.

Les filons allongés et étroits de roches éruptives, qui pénètrent dans les fissures des terrains encaissants et en enveloppent des fragments aigus, sont pour Pošepný une nouvelle preuve que la masse éruptive n'était point *douée d'un pouvoir actif*, mais qu'elle a été, au contraire, *mise en mouvement* d'une façon toute passive. L'affaissement d'une région voisine aurait été la cause de ces éruptions, la masse éruptive elle-même pénétrant dans les filons sous l'influence de la pression des masses affaissées[1].

Au sud de la rivière Temes, venant de Transylvanie, le *Banat* est traversé jusqu'au Danube par un chaînon dont la cime la plus élevée, le Muntje Semenik, atteint 1450 mètres et dont la hauteur moyenne est d'environ 800 mètres. La direction de ses lignes structurales est du N.E. ou du N.N.E. au S.S.W., et les montagnes se prolongent suivant la même direction sur la rive méridionale du Danube, en Serbie. Le fleuve, en se frayant une route tortueuse à travers ce chaînon et les chaînes parallèles qui viennent plus à l'est, est interrompu, en aval de Moldova, jusqu'aux Portes-de-Fer, par une série de grands rapides. Nous ne nous occuperons ici que de la partie ouest du massif, et principalement de sa bordure occidentale.

1. C. Peters, *Geologische und mineralogische Studien aus dem südöstlichen Ungarn* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, XLIII, Abth. 1, 1861, p. 385-463 ; XLIV, Abth. 1, p. 81-187, carte et pl.) ; F. Pošepný, *Geologisch-montanistische Studie der Erzlagerstätten von Rézbánya* (Extr. des Földtani Közl., IV, in-8°, 198 p., 3 cartes, 2 pl. Budapest, 1874 ; voir surtout p. 190).

Ce massif est formé par une série de plis allongés de micaschistes, avec un peu de gneiss, puis de couches carbonifères avec de la houille, de grès rouge permien et de calcaires jurassiques et crétacés. Une faille très importante, allant du N. au S., traverse le massif; elle croise sous un angle aigu les plis, dirigés S.W. et S.S.W., et coupe les couches mésozoïques de telle façon que, plus à l'ouest, on aperçoit seulement des collines de micaschistes ou même la plaine. Tant que cette faille reste au nord du Danube, dans le Banat, de Deutsch-Bokschan au nord jusqu'à Moldova, sur le Danube, au sud, elle est jalonnée par une série d'anciennes bouches d'éruption, comme le montre la bande de 78 kilomètres représentée fig. 37. Mais la faille traverse le Danube et est encore accompagnée plus au sud de pointements semblables.

Il faut indiquer, comme source principale de renseignements sur cette région montagneuse, la description partielle que Joh. Kudernatsch en a donnée en 1857; ce mémoire contient une foule d'aperçus sur la structure et le mode de formation des montagnes qui n'ont été appréciés que beaucoup plus tard. Pour le tronçon de la faille occidentale représenté fig. 37, je citerai avant tout la carte géologique spéciale éditée en 1860 par la Compagnie des Chemins de fer de l'État autrichien, document qui a été reproduit par Von Cotta en 1865[1].

Les principaux affleurements éruptifs de cette partie sont, du sud au nord, ceux de Moldova, de Kohldorf et Szászka, de Cziklowa et Oravicza, de Dognácska, et enfin la grande masse irrégulière située au nord de Bogschan. Chacun de ces affleurements, à l'exception du dernier, prend une forme très allongée dans la direction de la faille, de telle sorte que, sur la longueur de 78 kilomètres représentée, la roche éruptive est effectivement visible sur 47 kilomètres; et il n'y a pas lieu de douter que ces affleurements isolés deviendraient continus, à la suite d'une érosion plus profonde.

Ces roches éruptives ont été d'abord considérées comme des syénites ou des granites; Cotta leur donna ensuite un nom nouveau, celui de *Banatite;* elles sont, comme l'ont montré les recherches plus récentes de Niedzwiezki[2], de Szabo[3] et d'autres savants, de composi-

1. J. Kudernatsch, *Geologie des Banater Gebirgszuges* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, XXIII, 1857, p. 39-148, carte et pl.); B. von Cotta, *Erzlagerstätten im Banat und in Serbien*, in-8°, 108 p., pl., 1865. L. de Loczy se prononce contre le prolongement de la faute vers le nord, admis par Cotta (*A Hegyes-Drocsa hegység Asvany-Lelhelyei*, in-8°, Budapest, 1877, p. 10).

2. J. Niedzwiezki, *Zur Kenntniss der Banater Eruptivgesteine* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXII, 1873: Tschermak, Miner. Mitth., p. 255-262).

3. Szabo, Földt. Közl., VI, 1876, p. 112-132, et ailleurs; voir aussi F. von Hauer,

tion variée et doivent s'appeler syénite proprement dite, diorite quartzifère, diorite à amphibole, andésite, et trachyte [porphyre] quartzifère à andésine. G. vom Rath et Niedzwiezki qualifient de diorite quartzifère le type le plus répandu et le comparent, comme l'avait fait Cotta, à la propylite métallifère si commune en Hongrie et en Transylvanie, ainsi qu'à la tonalite de l'Adamello [1]. Près de Moldova, il existe aussi un filon assez important de basalte.

Partout où la roche syénitique ou dioritique entre en contact avec le calcaire mésozoïque, celui-ci est modifié; il se charge de grenat, de wollastonite, d'idocrase, de mica, de calcite bleue et de toute une série de minéraux caractéristiques des contacts volcaniques. Dans la zone de contact se montrent aussi les nombreux gîtes métallifères de ce chaînon, comprenant de l'oxyde magnétique de fer, des minerais de plomb et de cuivre, de l'or et de

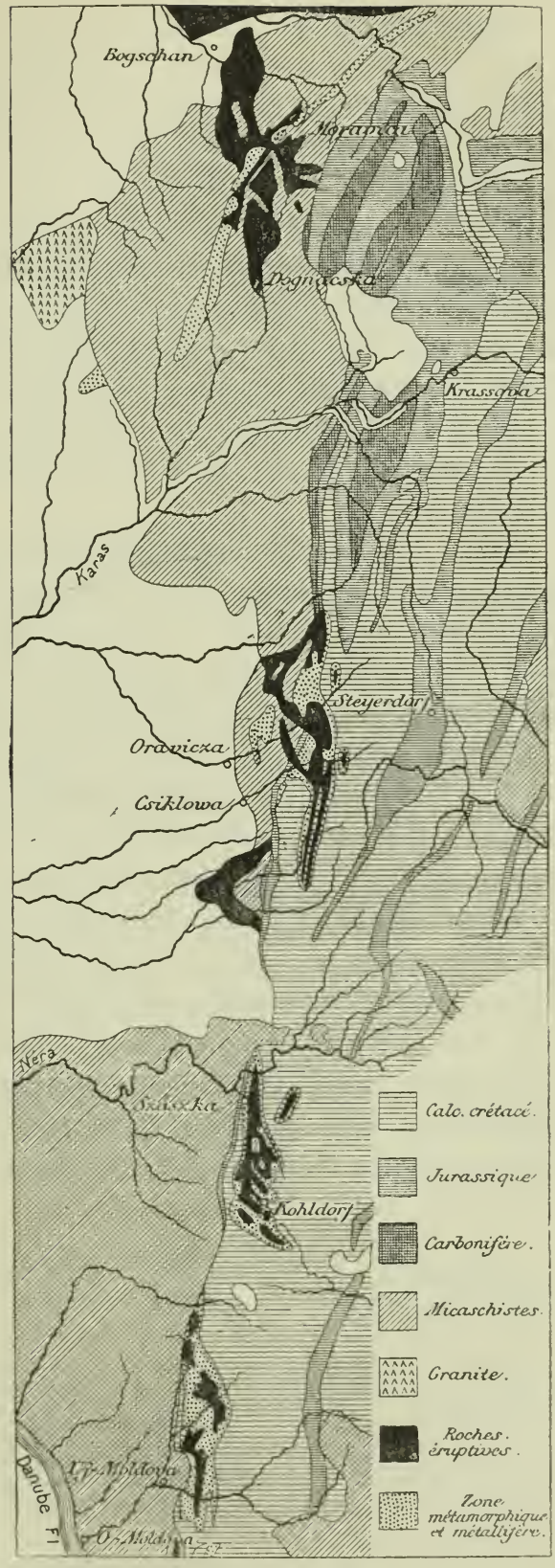


Fig. 37. — Ligne volcanique du Banat (d'après les levés de la Compagnie I. R. des Chemins de fer de l'État autrichien).

Die Geologie und ihre Anwendung auf d. Oesterr. Monarchie, 2e éd., 1878, in-8°, p. 540).

1. Cette localité remarquable a été décrite en détail par G. Marka, *Einige Notizen über das Banater Gebirge* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XIX, 1869, p. 318 et suiv., pl. VIII, IX).

l'argent. Les centres d'éruption sont entourés d'une auréole de contact, qui est plus ou moins continue suivant la situation relative des roches ignées et du calcaire. L'affleurement de Moravitza est dans les micaschistes; mais la roche croise une bande de calcaire qu'elle modifie et métallise[1].

Cotta a exprimé l'opinion qu'il ne s'est pas produit, dans le Banat, de véritables éruptions atteignant la surface; toutefois l'absence presque absolue de coulées latérales ne peut guère être invoquée à l'appui de cette manière de voir. La dégradation profonde, qu'il est nécessaire d'admettre pour expliquer le mode particulier de dénudation de la faille, a été si considérable que les laves sorties de cette fissure ont dû être balayées sur une grande étendue.

Dans cet exemple du Banat, les calcaires crétacés ont été modifiés; nous ne pouvons donc pas attribuer à la diorite quartzifère qui remplit cette faille un âge plus ancien que le Tertiaire, malgré une dénudation aussi formidable; elle est peut-être contemporaine de la propylite des Carpathes, dont les éruptions se placent dans l'Oligocène ou dans la première moitié du Miocène[2]. —

Les érosions qui se sont produites depuis le milieu environ de l'époque tertiaire semblent donc avoir suffi pour mettre à nu le remplissage de la fente sur plus de la moitié des 78 kilomètres que mesure sa longueur totale. Si la dégradation était plus avancée, nous ne verrions qu'une zone continue de diorite quartzifère, et cette dénudation aurait pu facilement aller assez loin pour que les calcaires mésozoïques voisins, et avec eux les formations de contact et les gîtes métallifères, disparussent et qu'il ne restât, de la constitution si variée que la chaîne nous présente dans son état actuel, qu'une traînée de diorite ou de syénite enfouie dans les micaschistes

1. G. vom Rath, Sitzungsber. Niederrhein. Ges. für Natur- und Heilkunde zu Bonn, 13 Januar 1879.

2. Il existe dans la même région, plus à l'est, une seconde traînée d'affleurements éruptifs, analogue à la précédente, mais beaucoup moins connue jusqu'à ce jour. A partir des mines de Maidanpek en Serbie, elle se poursuit vers le nord, traverse le Danube, et, immédiatement au nord du fleuve, dans la vallée de la Ljiebkowa, renferme des minerais situés dans les mêmes formations de contact (Zepharovich, Berg-und Hüttenm. Zeitschrift, V, p. 12; voir aussi, pour d'autres centres d'éruption, J. Böckh, *Geologische Notizen über den südlichen Theil des Comitats Szöreny*, Extr. des Földt. Közl., 1879, p. 29, note, et 1880; et surtout Hugo Szterényi, Ibid., 1883, p. 142). Kudernatsch croyait même également reconnaître des phénomènes de contact dans le calcaire sur la bordure occidentale de la grande bande granitique du Puschkasch, à l'est de Steyerdorf (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., VI, 1855, p. 228); mais, d'après Tietze cette interprétation aurait besoin d'être confirmée (Ibid., XXII, 1872, p. 43).

et les gneiss : il se trouverait sans doute plus d'un géologue tout prêt à lui assigner un âge archéen.

Ainsi, en partant des cônes de cendre de l'époque actuelle et en juxtaposant les tableaux successifs que la dénudation nous permet d'observer, nous arrivons peu à peu aux produits si multiples des phénomènes abyssaux, tels qu'ils se montrent dans les anciens massifs montagneux de la Bohême ou de la Norvège, aujourd'hui rasés, et parfois aussi dans les chaînes plissées de date plus récente. C'est ainsi que s'est formée la remarquable traînée syénitique, puis granitique dans sa partie méridionale, qui, près de Brünn, suit le bord oriental du massif de la Bohême en le séparant des Sudètes; la figure 43 indique en gros ses contours et montre qu'elle sert de limite à deux voussoirs de l'écorce terrestre, dont la constitution est tout à fait différente [1].

Je désignerai ces traînées éruptives, ainsi mises à découvert, sous le nom de *cicatrices* (Narben).

Les érosions peuvent amener au jour non seulement des cicatrices de ce genre, mais aussi d'anciennes nappes de laves, des filons abyssaux et des pénétrations d'aspect varié, peut-être aussi des intrusions ou de vrais laccolithes, constitués à une grande profondeur.

C'est par cette voie que Judd, en étudiant les centres éruptifs des Hébrides, a été conduit à désigner sous le nom de *réservoirs* dénudés les grands massifs de granite, comme ceux du Leinster.

Avant d'aborder le difficile problème de la formation de telles masses granitiques, citons encore quelques exemples.

En Amérique, on considère comme des laccolithes, en dehors des lentilles trachytiques dont il a déjà été question, les roches massives des Elk Mountains, dans le Colorado. Cette chaîne, située dans les Montagnes Rocheuses, se détache au nord-ouest du versant occidental de la grande chaîne des monts Sawatch; plusieurs de ses sommets dépassent 4 200 mètres. Holmes en a décrit la structure [2].

Sur une ligne dirigée du N.W. au S.E. s'élèvent trois massifs principaux de granite : le Sopris Peak, le Snow Mass Group et le White Rock Group, avec un contrefort de moindre importance comme annexe au sud-ouest. Endlich décrit le granite de ces

1. Les rapports de cette traînée avec les massifs voisins ont déjà été indiqués dans *Entstehung der Alpen*, p. 67-71.

2. W. H. Holmes, *Report on the Geology of the Northwestern Portion of the Elk Range* (Hayden, 8th Ann. Rep. U. S. Survey Terr. for 1874, p. 59 et suiv., 1876).

montagnes comme formé d'un mélange d'orthose, d'oligoclase, de quartz et de muscovite, avec un peu de biotite; la couleur en est généralement grise ou blanche; il est quelquefois accompagné de porphyre et de diorite[1]. La série des terrains sédimentaires qui entourent les massifs granitiques débute par un quartzite sans fossiles, de quelques centaines de pieds de puissance; au-dessus vient le calcaire carbonifère, puis une succession de couches très épaisses qui s'élèvent jusqu'à la partie supérieure du terrain crétacé. Le terrain crétacé contient des masses intrusives de trachyte et de rhyolite.

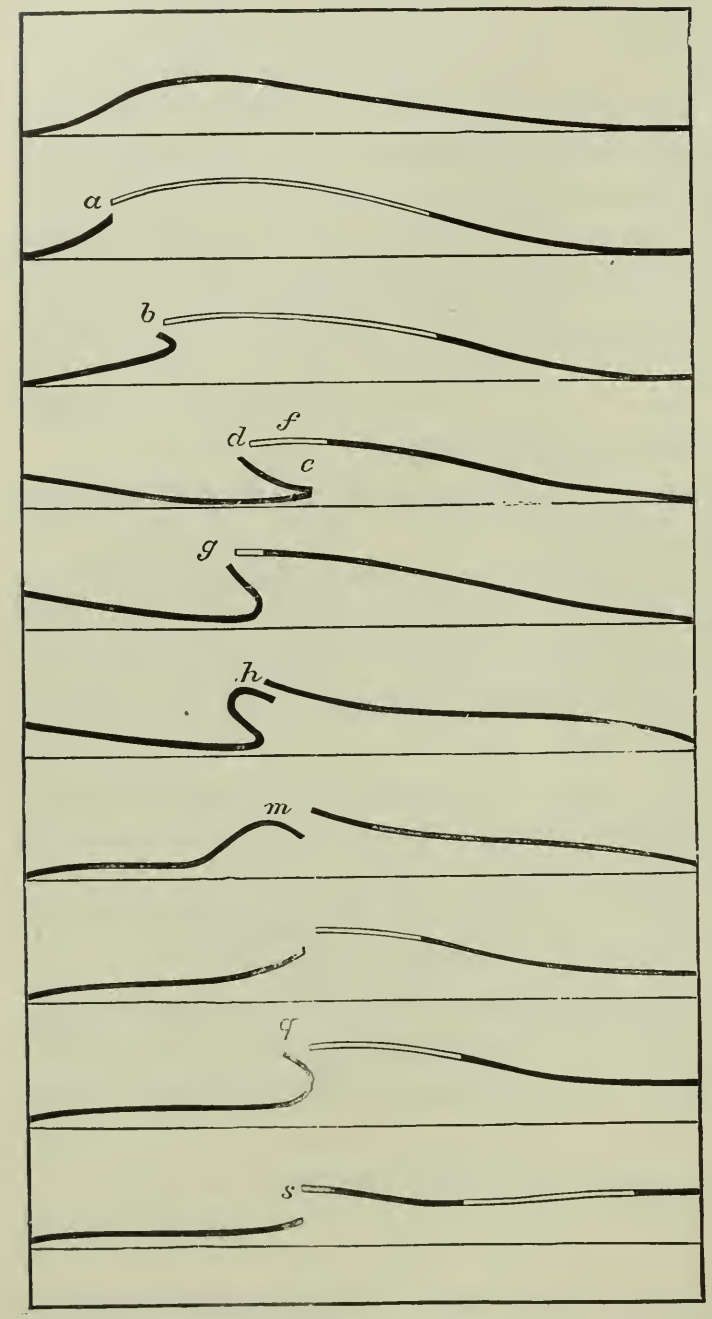


Fig. 38. — Coupes des Elk Mountains (voir la fig. 39).

Au point de vue tectonique, on voit que les deux massifs granitiques les plus importants, le Snow Mass Group et le White Rock Group, jalonnent une même ligne de dislocation,

1. Endlich, *On the erupted Rocks of Colorado* (Hayden, 10th. Ann. Rep. U. S. Survey Terr. for 1876, p. 210-211, 1878). [D'après M. Whitman Cross (Mém. cité, p. 179-180), la roche des Elk Mountains est une vraie *diorite*, finement grenue; elle se présente en massifs épais qui, au point de vue de leur structure, n'ont rien de commun avec les laccolithes, et modifie au contact, sur une grande largeur, les terrains encaissants.]

désignée sous le nom de pli-faille (*Fault-fold*), et accompagnée d'un mouvement latéral très s n ible, transversalement à la direction de l'accident, c'est-à-dire du N.E. au S.W. Ce mouvement latéral a même été si important qu'il s'est produit, au sud-ouest, un chevauchement du granite sur les terrains sédimentaires, et que ces derniers sont en partie renversés entre les deux massifs.

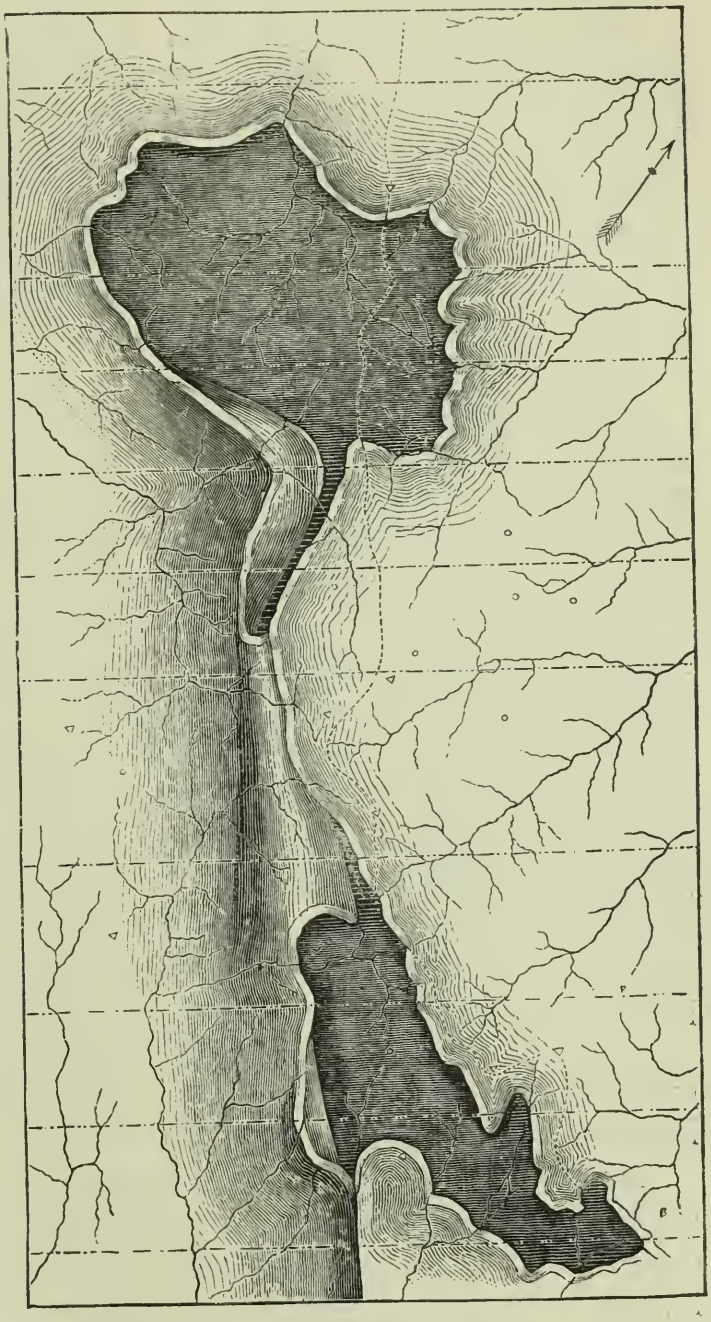


Fig. 39. — Allure de l'étage inférieur du terrain crétacé autour des noyaux granitiques du Snow Mass et du White Rock, Elk Mountains, Colorado (d'après Holmes).

Cette intensité du mouvement latéral, jointe à la présence de masses trachytiques dans la zone crétacée extérieure, paraît expliquer pourquoi l'on a voulu voir dans ces deux grands massifs de granite, qui très probablement sont continus en profondeur, de vrais laccolithes postcrétacés ; et pourquoi certains savants ont même cru pouvoir rattacher à l'intrusion du granite la formation de la chaîne elle-même.

Holmes s'exprime avec réserve sur ce point : d'après lui, il n'est pas difficile de se représenter comment, tandis que s'effectuait le déplacement latéral et le plissement, la masse plastique sous-jacente suivait le mouvement et engendrait l'état actuel des choses ;

et comment, au cours du phénomène, elle pénétrait elle-même ou était poussée à travers la ligne de fracture sous la forme de deux grands massifs, le groupe du Snow Mass et celui du White Rock[1].

Dans cette manière de voir, la force plissante reste bien le facteur essentiel et décisif, au point de vue de la structure du pays; mais d'autres auteurs regardent les Elk Mountains comme ayant été soulevées et plissées par l'irruption d'un granite post-crétacé. Or, ce granite paraît toujours occuper le même horizon stratigraphique et, par là, comme par les autres circonstances de son gisement, il rappelle de tous points les massifs cristallins, refoulés d'une manière toute passive, de la Cima d'Asta et de la Jungfrau (fig. 40).

D'autre part, l'opinion exprimée par Holmes se rattache d'assez près aux vues que Lossen a émises sur le granite du Harz. Lossen pense « qu'un pli déjeté ou dissymétrique (hétéroclinal) doit, lorsque la pression augmente, se déchirer parallèlement à sa direction, le toit étant alors poussé de bas en haut; si la pression continue à s'exercer, il pourra se produire une fente dans laquelle seront refoulées les roches éruptives. » Dans ses derniers écrits, Lossen qualifie le Harz de « massif elliptique, tordu, représentant un véritable nœud de montagnes, avec magmas éruptifs exprimés dans l'emplacement des foyers dynamiques. » Il ressort même de divers passages que Lossen se figure le granite comme une masse plastique soumise directement à l'influence des pressions latérales; à propos de la disposition étagée des plis, il ajoute que « les gradins sont les vagues pétrifiées du magma granitique qui, lors de la production des plis, ont suivi les mouvements de l'écorce solide[2]. »

Ce granite a modifié au contact la Grauwacke de Tann, qui par endroits forme encore aujourd'hui son toit; il a donc, comme les laccolithes américains, exercé une action de contact vers le haut.

Mais, et c'est là un point sur lequel il importe d'insister, ni les observations de Holmes dans les Elk Mountains, ni celles de Lossen dans le Harz ne viennent à l'appui de la doctrine ancienne du soulèvement des montagnes par le granite : Au contraire, ces deux observateurs considèrent le plissement comme le phénomène primordial et dominant, et la poussée du magma granitique comme un phénomène accessoire, déterminé seulement par ce plissement. —

On connaît de nombreux massifs granitiques qui réunissent les caractères suivants :

1. Holmes, Mém. cité, p. 68.
2. Lossen, *Geologische und Petrographische Beiträge*, etc., p. 4, 21, 43.

a) Ils sont enclavés dans des roches stratifiées anciennes, le plus souvent dans des schistes; ils ont été mis au jour par dénudation, et affectent, autant qu'on en peut juger, la forme de *grands pains irréguliers* ou de *gâteaux;*

b) Ils ont exercé une action de contact, non seulement latéralement, mais aussi vers le haut, et *sont par conséquent plus récents que leur toit;*

c) Ils donnent très souvent naissance à des *apophyses* latérales ou dirigées de bas en haut; ces apophyses sont injectées dans des cassures, dont la formation a dû précéder *immédiatement* l'injection.

D'après Kjerulf, le granite de Drammen, dans la région de Christiania, est recouvert sur une assez grande étendue par différents étages du terrain silurien restés horizontaux; il les modifie tous vers le haut, par contact, en enveloppe des fragments et y envoie des filons[1].

Les deux massifs granitiques de Barr-Andlau et du Hohwald dans les Vosges, dont Rosenbusch a si parfaitement étudié les actions de contact

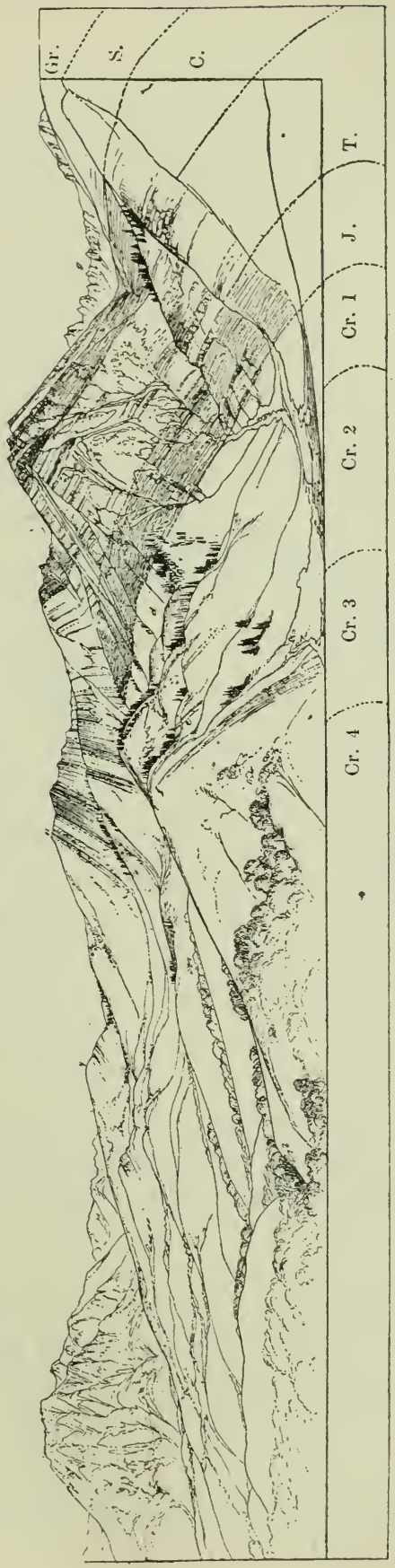


Fig. 40. — Renversement des terrains sédimentaires sous le granite, Vallée de l'East River, Elk Mountains (Colorado), d'après W. H. Holmes (8th *Ann. Report U. S. Survey of the Territories for* 1874, pl. XVII).

Gr. = Granite; = S. Silurien : C. = Carbonifère; T = Trias; J = Jurassique; Cr. 1, 2, 3, 4 = Crétacé. Au fond, à gauche, intrusion de Gothic Mountain (Rhyolite.)

1. Th. Kjerulf, *Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen* (deutsch von A. Gurlt), in-8°, 1880, voir surtout p. 73 et 242, fig. 195; E. Reyer, *Vier Ausflüge in die Eruptivmassen bei Christiania* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXX, 1880, p. 27-42).

sur les schistes de Steige, sont enclavés dans ces schistes et y envoient des apophyses[1].

Les grands massifs de granite de l'Erzgebirge présentent une disposition analogue et sont encore en partie recouverts aujourd'hui, comme d'une voûte, par les schistes dans lesquels ils se sont introduits et qu'ils ont modifiés. Il est vrai que ces massifs n'ont aucun

Fig. 41. — Bosses granitiques du « Finmarken » (Norvège), d'après W. C. Brögger (*Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit-und-Nephelinsyenit*, Zeitschr. f. Krystallogr., XVI, 1890, p. 97, fig. 4.).

Échelle de 1 : 400.000.

lien visible avec la direction de l'Erzgebirge ; le grand massif de Neudeck s'étend plus ou moins perpendiculairement à la chaîne et est coupé au sud par sa grande fracture terminale, de la même façon que les massifs granitiques des Vosges sont tranchés par

1. H. Rosenbusch, *Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald* (Abhandl. zur Geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen Bd. I, Heft 2, 1877).

les failles qui jouent un rôle si important dans la configuration de ces montagnes. —

On ne saurait nier que les caractères les plus importants de ces granites, en particulier les actions de contact au toit, se retrouvent dans les laccolithes trachytiques de l'Amérique du Nord. Mais leurs dimensions sont bien plus considérables, et l'on se demande comment des masses lenticulaires aussi énormes, mesurant suivant leur grand axe dix, vingt kilomètres et plus, ont pu, après coup, se faire leur place à un niveau déterminé, dans un étage schisteux, par exemple, ou du moins, comme aux environs de Christiania, dans un groupe d'assises stratifiées assez voisines les unes des autres.

Il est absolument nécessaire que l'injection du magma granitique, qui possédait une température suffisante pour modifier les roches encaissantes, *ait été précédée par la formation d'un vide correspondant*[1].

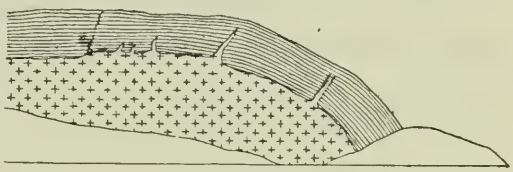


Fig. 42. — Coupe du Hörtekollen, environs de Lier (Norvège), d'après Brögger (Mém. cité, p. 73, fig. 2).

Granite modifiant les schistes siluriens surincombants et y envoyant des apophyses. Hauteur de la coupe : 380 mètres.

On a quelquefois qualifié les mouvements tangentiels, ou le plissement des parties extérieures du globe, de *mouvements de l'écorce*, mais la notion d'« écorce terrestre » est entourée de nombreuses obscurités. Des phénomènes comme ceux qui se sont manifestés en Belgique, le long de la « Faille du Midi », montrent qu'il peut réellement se produire une descente de certains compartiments et un chevauchement de ces voussoirs sur leurs voisins. Cette sorte de décollement a pu très souvent se réaliser dans les profondeurs, en particulier sous l'influence de pressions tangentielles inégales ou d'un refoulement irrégulier, surtout dans les zones schisteuses de la profondeur, qui y sont prédisposées : c'est ainsi que des vides très vastes, plus ou moins lenticulaires, ont pu se former, aussitôt comblés par le granite, qui venait modifier le toit et envoyer des filons dans ses crevasses. Souvent rien n'indique que toute la masse des terrains sédimentaires plus récents superposés à la cavité ait été rompue, qu'il y ait eu éruption volcanique à la surface de la terre, ou qu'il se soit produit les projections qui accompagnent une explosion Le magma n'a fait que

1. Les recherches nouvelles tendent à prouver qu'un rôle très important doit être attribué à la fusion des roches encaissantes (*Note de l'auteur*).

combler les vides produits par décollement et s'y est solidifié sous la forme d'un gâteau de roche, d'un vrai *batholithe*[1]. Sans doute, celui-ci n'a jamais eu le pouvoir de provoquer de nouveaux soulèvements; mais il a pu, du moins, par sa masse considérable, sa résistance et sa configuration, les influencer passivement dans certains traits secondaires.

Les granites des Pyrénées sont, comme Zirkel l'a montré, d'âges très différents[2]. Il en est de même des noyaux granitiques des Alpes. Plusieurs d'entre eux forment de vrais batholithes dans des schistes d'âge carbonifère, d'autres se rangent à des niveaux bien inférieurs, d'autres encore sont beaucoup plus jeunes; nous avons déjà cité ceux qui, comme à Predazzo, sont en relation avec de véritables phénomènes éruptifs.

A une grande hauteur au-dessus de l'hospice de la Bernina, on trouve sur le granite des lambeaux d'un calcaire blanc, à demi transformé en marbre, soit par pression, soit par contact volcanique, qui contient de nombreux fossiles, rhétiens selon toute apparence. Au fond du Val Trompia, les travaux de la mine Arnaldo ont mis à jour une masse de granite vert; la surface irrégulière et bossuée de la roche paraît en un point s'enchevêtrer intimement avec le mica-schiste argileux, d'âge probablement carbonifère, qui la recouvre, tandis que tout près de là c'est le Grès Rouge permien qui sert de revêtement à ce granite.

Mais les perspectives que la chaîne des Alpes nous ouvre sur les profondeurs nous révèlent des phénomènes bien plus inattendus encore. Tandis que l'on rencontre des roches syénitiques et dioritiques dans les cheminées des volcans tertiaires, Stache et John nous familiarisent avec des roches qui ressemblent beaucoup aux andésites et aux propylites récentes et qui, dans les bassins supérieurs de l'Adige et de l'Adda, sont intercalées dans le soubassement de la puissante série mésozoïque[3]. —

[1. D'après M. Michel-Lévy, on doit admettre que les granites, en général, montent lentement en dissolvant leurs salbandes (*Contribution à l'étude du granite de Flamanville et des granites français en général*, Bull. Serv. Carte géol. de la France, T. V, n° 36, 41 p., 5 pl., 1893).]

[2. Il est douteux qu'il existe des granites secondaires ou tertiaires dans les Pyrénées, d'après les études récentes de M. Lacroix (Bull. Serv. Carte géol. de la France, T. VIII, n° 53, p. 134-138, 1896).]

3. G. Stache und C. John, *Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVII, 1877, p. 143-242, pl. I, II; XXIX, 1879, p. 317-404, pl. XII-XV). Teller et John ont de même, tout récemment, fait connaître le remarquable district éruptif de Klausen, formé principalement de diorite, entre le massif granitique de Brixen et la vaste nappe porphyrique permienne de Bozen (Ibid., XXXII, 1882, p. 589-684, pl. XV, XVI).

Revenons encore une fois à la formation de grands vides dans l'intérieur du globe. Le décollement d'une masse quelque peu étendue, en terrains stratifiés, peut suffire à expliquer l'introduction des masses granitiques se solidifiant en forme de lentilles et métamorphisant leur toit. Or, indépendamment de cette hypothèse, et en partant de considérations d'un tout autre ordre, on a émis l'opinion, depuis longtemps déjà, qu'il n'y avait pas à l'intérieur du globe de pyrosphère continue, mais que les laves occupaient de vastes cavités distinctes, de grands lacs souterrains, pour ainsi dire. Hopkins considérait ces lacs de lave comme les restes de la masse primitivement liquide et incandescente du globe, et les appelait *residual lakes*. Un fait très remarquable, en dépit des exceptions contraires, — la répétition constante des roches éruptives suivant un ordre identique, dans des régions aussi éloignées l'une de l'autre que la Hongrie et l'Ouest de l'Amérique, par exemple (*série* dite *de Richthofen*), — a ramené l'attention sur cette vue, déjà ancienne. Cette succession si curieuse, que Richthofen, avec sa pénétration habituelle, a eu le mérite de reconnaître le premier, est la suivante : propylite, andésite, trachyte, rhyolite, basalte[1]; on en a contesté plus d'une fois la généralité, mais son retour dans les régions les plus étendues de l'Amérique occidentale est maintenant hors de doute, et elle est également, d'après Godfrey, normale au Japon. Sa confirmation dans la région faillée des hauts plateaux de l'Utah a conduit Dutton à un examen théorique, dans lequel il affirme la localisation en profondeur des réservoirs de lave, tout en rejetant l'hypothèse des résidus de Hopkins. D'après Dutton, ces réservoirs — qu'il nomme *maculæ* — se reforment à l'intérieur du globe, et il rapproche cette vue des idées récemment exprimées par Cl. King, sur la liquéfaction locale qui résulterait d'une diminution de pression[3]. —

Dans le précédent chapitre, j'ai fait remarquer que les dislocations terrestres manifestaient sans doute une tendance des efforts à se décomposer en tensions tangentielles et tensions radiales, mais que, cependant, les conséquences directes des tensions radiales,

[1. « Les études pétrographiques des dernières années ont montré que cette série n'est pas générale; les termes en sont mal définis. On a confondu bien des roches sous le nom de *propylite :* celles de Hongrie sont des andésites modifiées par actions secondaires, pour partie tout au moins. » (A. Michel-Lévy).]

2. F. Baron Richthofen, *The Natural System of Volcanic Rocks* (Mem. California Acad. Sc., vol. I, 1868, p. 39-133, en particulier p. 67); J. G. H. Godfrey, *Notes on the Geology of Japan* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, p. 542).

3. Dutton, *High Plateaus*, p. 116, 128 et ailleurs.

telles qu'une attraction active vers le centre du globe, étaient difficiles à découvrir, — le phénomène se traduisant surtout par une chute passive de grands voussoirs. Ces chutes passives supposent aussi de grands espaces vides. C'est dans de telles régions que se produit le plus souvent le jaillissement des laves. Ces faits étant donnés, on est amené à se représenter les choses de la façon suivante :

Les parties supérieures et périphériques du globe sont maintenues par la tension tangentielle, comme une voûte. Soit par tension radiale, soit par décollement, une partie du globe se détache vers l'intérieur, et il se forme un grand vide plus ou moins parallèle à la surface terrestre; ce retrait, très étendu dans le cas de rupture par tension radiale, et plutôt lenticulaire quand il y a décollement, — cette *macula*, — se remplit de lave. Si l'effort tangentiel cesse de se faire sentir à la surface, par suite d'un plissement ou du chevauchement d'un voussoir sur ses voisins, la voûte s'effondre dans la *macula*, en arrière de la partie plissée ou chevauchée, et, par les cassures ou les failles, des laves s'échappent au dehors[1].

Il y aura lieu d'examiner plus tard jusqu'à quel point les faits donnent raison à cette hypothèse. —

Mentionnons enfin une dernière circonstance, qui paraît commune à plus d'un centre éruptif. Il s'agit de l'effondrement local, nettement circonscrit ou, pour employer l'expression drastique de Reyer, du tassement (*Nachsacken*) du volcan et du terrain environnant. Et je n'entends pas seulement faire allusion ici aux exemples que l'on a cités des environs immédiats de certains volcans récents, tels que la Signal Post Hill à Santiago [São Thiago], dans les Iles du Cap-Vert, ou le noyau éruptif de moindre importance d'Auckland (Nouvelle-Zélande), car il ne s'agit là que de phénomènes de peu d'étendue[2]. Je veux parler de la masse entière d'un volcan. Judd, Mojsisovics, Reyer établissent d'une manière concordante que le volcan de Mull, le massif de Predazzo et celui du Venda se sont affaissés[3]. « On sent, dit Mojsisovics, que certaines parties de la montagne traversée se sont, sur la périphérie du centre éruptif, comme enfoncées dans des cavités formées par-dessous[4]. »

[1. « Cette explication, si ingénieuse, paraît s'appliquer au volcanisme; mais par cela même, elle démontre combien il est difficile de rapprocher trop intimement la formation des granites (et des gneiss) de celle des roches volcaniques. » (A. Michel-Lévy).]

2. Scrope, *Volcanoes*, p. 273; Darwin, *Geological Observations*, etc., 2d ed., p. 12; Heaphy, Quart. Journ. Geol. Soc., XVI, 1860, p. 245.

3. Judd, Mém. cité (Quart. Journ., Geol. Soc., XXX, 1874, p. 256); Mojsisovics, *Dolomitriffe*, p. 377, 378; Reyer, *Die Euganäen*, p. 75-78.

[4. On peut citer à l'appui, en France, l'affaissement du Mont-Dore (faille de la Bourboule).]

J'ai déjà eu l'occasion de rappeler combien on est porté à rester au-dessous de la vérité en appréciant le volume des masses rejetées dans une grande éruption, et combien les cônes de projections sont peu de chose en comparaison avec la masse des pluies de cendres qui, lors de pareilles catastrophes, obscurcissent au loin le soleil.

Pour embrasser maintenant la *série de dénudation* dans un coup d'œil d'ensemble, revenons aux volcans de l'Amérique Centrale les plus récents, à ceux qui ont été mentionnés dans le chapitre précédent.

La série commence alors par le volcan moderne de Léon, avec le centre éruptif du lac d'Ilopango et l'Izalco; aucune de ces montagnes ignivomes ne date encore d'un siècle; à côté d'elles on peut nommer aussi le Jorullo et le Monte Nuovo.

A ces volcans très jeunes se rattachent immédiatement ceux qui sont dans un état d'activité ininterrompue et qui en témoignent par un cratère rempli de laves incandescentes, comme le Stromboli, ou, sous une forme d'ailleurs bien différente, le Kilauea. L'Izalco, que l'on vient de citer, se trouvait, il n'y a pas bien longtemps encore, dans un état analogue au Stromboli.

Puis viennent les volcans sujets à des éruptions fréquentes, comme le Vésuve et l'Etna, ou plus rares, comme celui d'Ischia. Leur nombre est très grand, mais plus nombreux encore sont ceux dont on ne connaît pas d'éruptions datant de la période historique et qui cependant ont conservé intacts leurs cônes de cendres, comme les Puys de l'Auvergne ou Rocca Monfina.

Les suivants sont les volcans dont la ruine est assez avancée pour laisser voir leur squelette, à travers le cône de cendres partiellement détruit; tels sont le Monte Venda dans les Euganéens, dont la base dénudée montre déjà des intrusions latérales, et, d'après les observations de Doelter, quelques centres éruptifs des îles Ponza. Ici, les coulées de laves ne sont déjà plus en continuité avec la bouche de sortie des éruptions.

Je ne connais pas de volcans basiques dont le squelette soit devenu visible; mais il existe de nombreux exemples d'isolement de coulées basiques, émanées de volcans parvenus à cet état ou arrivés déjà aux phases suivantes.

L'érosion pénètre plus profondément, et les phénomènes qui, au pied du Venda, ne se montraient qu'en petit — l'intrusion latérale ou l'injection de lentilles de laves acides, — se réalisent

sur une très grande échelle dans les Henry Mountains, la Sierra El Late, la Sierra Carriso et en d'autres points, au centre de l'Amérique Septentrionale.

La dégradation continue toujours ; elle permet de reconnaître à Predazzo, au sommet des montagnes, les laves interstratifiées dans le terrain triasique, et à la base, dans la vallée, les profondeurs de la cheminée, que remplissent des roches granitiques et syénitiques[1], tandis que, sur les versants, les zones de contact présentent le cortège des silicates caractéristiques. Cette mise à nu des roches profondes peut affecter plusieurs centres d'éruption alignés en série, comme aux Hébrides[2], ou la dégradation peut même aller si loin que la continuité de la fente sur laquelle devaient s'échelonner les bouches ressort avec évidence, comme dans le Banat[3]. Enfin l'érosion peut pénétrer assez profondément pour qu'on n'aperçoive plus qu'une cicatrice (*Narbe*), comme dans le cas de la traînée syénitique de Brünn[4].

Toutes les venues citées jusqu'à présent sont ou des épanchements produits à la surface de la planète par des éruptions sorties de l'intérieur, ou les restes des cheminées et des fentes par lesquelles ces éruptions avaient trouvé une issue au dehors. Mais la dégradation va plus loin encore : la dénudation nous découvre aussi des massifs qui, du moins dans la plupart des cas, n'ont pas atteint la surface à l'état liquide et incandescent, mais se sont solidifiés dans les profondeurs sous la forme d'énormes pains de roche, de batholithes, comme nous l'apprend fréquemment un fragment de l'ancienne voûte, un lambeau de schistes modifiés, conservé à leur sommet[5].

[1. « Ici les roches *granitiques et syénitiques* ne présentent guère d'analogie chimique ou minéralogique avec les porphyrites augitiques des coulées et des projections. L'ordre est le suivant : 1° *Syénite augitique* (Monzonite), perçant et métamorphosant les couches de Werfen et le Muschelkalk ; 2° En coulées dans et sur les couches de Wengen, *Porphyrites augitiques* (Mélaphyres), poussant des filons jusque dans la dolomie du Schlern ; 3° *Granite à tourmaline*, vraisemblablement en relation avec les filons de porphyre feldspathique (à orthose rouge) qui percent tout ce qui précède et qui sont d'âge maximum indéterminé. Il n'est pas certain que la monzonite ou le granite fassent réellement partie de la *cheminée* volcanique des éruptions de porphyrite augitique. » (A. Michel-Lévy).]

[2. Aux Hébrides, les dômes de microgranite sont postérieurs aux principales coulées (voir A. Geikie, Mém. cité).]

[3. « Là, pas de roches volcaniques. » (A. Michel-Lévy).]

[4. « La théorie des batholithes s'applique bien aux laccolithes, toujours remplis de roches porphyriques à deux temps de consolidation distincts. Elle ne s'applique pas aux granites dont on ne connait pas le *soubassement*, ou plutôt dont le soubassement et le voisinage en grande profondeur sont composés de *gneiss granitiques*. » (A. Michel-Lévy).]

[5. « Il est vraisemblable que les granites n'ont pas d'autre soubassement qu'eux-mêmes et qu'ils rejoignent en profondeur la zone de l'écorce dans laquelle ils prennent naissance par des ramifications innombrables. » (A. Michel-Lévy).]

C'est ainsi que, des amas de cendres de l'époque actuelle, nous arrivons aux massifs granitiques de l'Erzgebirge et au *Drammen-granit* de la Norvège, et que nous sommes amenés à reconnaître l'extrême diversité d'origine des granites des Alpes.

Enfin, l'enchaînement des phénomènes nous conduit à l'hypothèse de décollements intérieurs, déterminés par le jeu des pressions tangentielles ou par des ruptures dans le sens radial; il reste maintenant à rechercher jusqu'à quel point la structure réelle des montagnes est d'accord avec cette hypothèse.

CHAPITRE V

ESSAI DE CLASSIFICATION DES MOUVEMENTS DE L'ÉCORCE TERRESTRE[1]

Types principaux de séismes. — Tremblements de terre par dislocation et tremblements volcaniques. — Tremblements de terre par décrochement; par chevauchement; par affaissement. — L'Etna en 1780 et de 1874 à 1883. — Diversité des secousses d'origine volcanique. — La série de dénudation.

Une enquête approfondie nous apprend qu'il n'a pas été possible, jusqu'à présent, de mettre en évidence d'une manière absolument démonstrative un déplacement mesurable d'un élément solide de l'écorce terrestre par rapport à un autre, qu'il s'agisse d'un soulèvement, d'un affaissement ou d'un décrochement des terrains en place. Deux cas saillants, la formation de l'Allah-Bound dans le Rann de Katch et le prétendu soulèvement intermittent de la côte occidentale de l'Amérique du Sud, qu'on cite fréquemment comme exemples de pareils déplacements, ont déjà été discutés; d'autres cas encore, dont il sera question plus loin, nous conduiront à des résultats analogues. Mais, si la réalité de mouvements s'effectuant sous nos yeux n'est pas prouvée, de nombreuses dislocations nous apprennent que, jadis, de pareils mouvements se sont produits souvent et sur une très grande échelle, et les secousses qui, fréquemment, agitent le sol montrent que ces phénomènes n'ont point cessé.

La diversité des commotions terrestres est très grande, le phénomène lui-même est très difficile à soumettre à une méthode rigoureuse d'observation et, jusqu'à présent, les travaux exécutés

[1. Traduit avec le concours de A. Michel-Lévy.]

sur ce sujet, d'après un plan bien déterminé, sont en nombre très restreint. Il convient donc d'être particulièrement prudent, quand on cherche à raisonner sur la nature des tremblements de terre.

Dans ces dernières années on a essayé, à plusieurs reprises, de classer les tremblements de terre d'après leur origine. R. Hoernes distingue les tremblements de terre *par effondrement*, les tremblements de terre *volcaniques* et les tremblements de terre *tectoniques*[1]. Toula adopte cette classification et propose d'appeler ces derniers : tremblements de terre *par dislocation* ou *de structure*[2]. Von Lasaulx distingue d'abord les tremblements *volcaniques* et *non volcaniques*, puis divise ceux-ci en tremblements de terre par effondrement et tremblements par fracture. Comme phénomène accessoire, Lasaulx signale le groupe des tremblements de *relais*, c'est-à-dire les secousses secondaires, qui, en dehors de l'aire d'ébranlement proprement dite, correspondant à un séisme donné, sont provoquées par celui-ci sur les régions voisines[3].

Ce sont là les premiers tâtonnements faits pour séparer la foule variée des phénomènes et mieux en préciser la nature. Le point important, dans ces divers essais, me semble être la tendance parfaitement justifiée à séparer de tous les autres les tremblements de terre qui accompagnent ou préparent des déplacements réels de certaines parties de la lithosphère, ceux qu'on appelle tremblements de terre tectoniques ou de dislocation.

En admettant, ce que l'on accordera volontiers, qu'il ne se produit pas de dislocation sans tremblement de terre, il faut qu'il y ait autant d'espèces de tremblements de terre tectoniques qu'il y a de groupes de dislocations, et les mêmes principes pourront servir à en établir les divisions. Dans ces conditions, nous aurions deux grands groupes à distinguer, du moins quand la décomposition des efforts telluriques est complète : les tremblements de terre qui résultent des pressions tangentielles, et ceux qui résultent d'un affaissement.

Tous les tremblements de terre qui ont été mentionnés dans la partie nord des Alpes Orientales, de même que celui de Sillein (15 janvier 1858) dans la partie adjacente des Carpathes, ont un caractère commun : le grand axe de l'aire ébranlée est perpendi-

1. R. Hoernes, *Erdbebenstudien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVIII, 1878, p. 387 et suiv.).

2. F. Toula, *Ueber den gegenwärtigen Stand der Erdbebenfrage*, in-8°, Wien, 1881, p. 54.

3. A. von Lasaulx, *Die Erdbeben* (dans A. Kenngott, *Handwörterbuch der Mineralogie, Geologie u. Paläontologie*, I, 1883, p. 358-364).

culaire à la direction des montagnes. Le séisme, qui dans un grand nombre de cas a son épicentre tout près du bord extérieur de la chaîne, se propage toujours en ligne droite jusque dans le massif de la Bohême, et bien souvent jusqu'à Prague ou Leitmeritz; il peut même atteindre Meissen en Saxe. Ceci est vrai pour tous les tremblements de terre qui ont eu lieu depuis 1590 sur la ligne de la Kamp, et aussi pour celui de Scheibbs du 11 juillet 1876. L'analogie des lignes séismiques avec le groupe de dislocations que nous nommons décrochements (*Blätter*) et la remarque de Bittner sur le parallélisme complet entre ces accidents transversaux et la ligne de la Kamp ont déjà été signalées. D'après ce qui précède, nous considérerons tous ces tremblements comme des *tremblements de terre par décrochement* (Blattbeben).

Il sera question plus loin du tremblement de terre analogue de Bellune, du 29 juin 1873.

Si le tremblement de terre de la Belgique du 23 février 1828, qui se distingua par sa grande étendue, son peu d'intensité, et l'exactitude avec laquelle il suivit la direction des bassins houillers, est réellement parti, comme le suppose Lasaulx, de la faille du Midi (fig. 30, p. 183), on pourrait le considérer comme un exemple de *tremblement de terre par chevauchement* (Wechsel- oder Vorschubbeben)[1].

En général, les régions ébranlées par ce dernier groupe se laisseront moins nettement délimiter à la surface que dans le cas d'un tremblement par décrochement, où la direction des secousses, normales aux chaînes, est caractéristique.

Il est probable que le plus grand nombre des tremblements de la moitié septentrionale des Alpes ont leur origine dans des mouvements tangentiels. De tels séismes ne paraissent être que très rarement, comme on l'a déjà dit, accompagnés d'éruptions volcaniques. —

En parlant du second groupe des dislocations, nous avons fait la remarque que la seconde composante due à la contraction du globe, celle qui est dirigée de haut en bas, ne se traduit pas dans l'allure des accidents qui traversent la croûte terrestre, mais que les dislocations rangées dans ce groupe sont uniquement des manifestations de la pesanteur : tout se passe comme si certaines parties de l'écorce terrestre, sous l'action de leur propre poids, tombaient dans de grands vides ouverts par-dessous, ou encore

1. Von Hoff a réuni les indications relatives à ce séisme remarquable (*Geschichte der natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche*, V, 1841, p. 236-293).

comme si la surface du globe s'enfonçait sur une base cédant sous sa poussée.

Dans cet ordre d'idées, la plupart des questions restent ouvertes, car cette série de phénomènes, et en particulier l'écroulement dans le vide de grands fragments de l'écorce, nous ramène à l'hypothèse, encore si mal définie, quoique appuyée par tant de faits, de la formation dans l'intérieur de la Terre de grandes cavités surbaissés, ce que Dutton nomme des *maculæ*. Et c'est là précisément, dans ces régions d'affaissement, qu'avec les tremblements de terre se produisent la plupart des éruptions volcaniques montant dans les fentes de dislocation. Une question se pose donc ici : Où faut-il tracer la limite entre les tremblements de dislocation et les tremblements volcaniques ? Cette question est très facile à résoudre dans un sens abstrait, en caractérisant les tremblements volcaniques par les phénomènes d'explosion. Mais, dans la nature, une limite ne se laisse pas tracer aussi aisément ; la marche de l'éruption se divise en une suite d'étapes, pendant lesquelles les mouvements ne se ressemblent pas, et il se produit parfois des secousses, affectant une aire allongée, que l'on pourrait prendre facilement pour des tremblements de dislocation, mais qui ne caractérisent cependant qu'une phase du volcanisme.

Le grand tremblement de terre de la Calabre, en 1783, où les points de départ des secousses s'échelonnèrent le long d'une ligne de faille périphérique, est un tremblement de dislocation et peut être désigné sous le nom de tremblement *périphérique de tassement*, pour le distinguer des tremblements *radiaux* de la même région. Là où les lignes radiales se croisent, comme sous l'emplacement des îles Lipari, on peut aussi parler de tremblements par *tassement central*. Les divers voussoirs d'un champ d'affaissement peuvent d'ailleurs éprouver, simultanément, des secousses dont l'origine est différente. Dans ces divers cas de tremblements par dislocation, l'éruption des volcans reste un phénomène accessoire.

Il est beaucoup plus difficile d'appliquer ces dénominations au continent de l'Amérique Centrale. En effet, quoique l'affaissement de la bordure du Pacifique soit évident et la présence d'une grande zone volcanique indéniable, cette région diffère par certains traits essentiels de l'Italie méridionale : elle s'en distingue par le déplacement constant et général de l'activité volcanique, abstraction faite de l'extrémité nord-ouest, vers la région affaissée, suivant des lignes perpendiculaires, tandis que, dans le champ d'affaissement moins vaste du Sud de l'Italie, qui affecte la forme d'une

cuvette, les phénomènes dont les lignes radiales sont le siège n'affectent pas la même régularité.

Pour serrer de plus près la différence entre les phénomènes volcaniques de l'Italie et ceux qui ont ces lignes radiales pour théâtre, jetons un coup d'œil sur la ligne qui va de Vulcano à Paterno et à Mineo en traversant l'Etna, à peu près suivant la direction du N.N.E. au S.S.W.

Des troubles temporaires ont précédé sur cette ligne le tremblement de terre de la Calabre, en 1783.

Après être resté inactif pendant quatorze ans, l'Etna, dans la première moitié de l'année 1780, eut plusieurs éruptions ; il se produisit le 18 mai, sur la côte entre Taormina et Messine, des secousses locales particulièrement violentes, qui furent comparées à des explosions ; pendant le mois de juin, Vulcano éclata avec un bruit épouvantable ; le 14 septembre Patti, sur la côte septentrionale, entre l'Etna et Vulcano, subit une violente secousse ; le 13 février 1781, il y eut un tremblement de terre à Messine ; le 4 mai, l'Etna étant encore en activité, on ressentit une nouvelle secousse dirigée du N. au S., et venant de Vulcano en passant par Patti, vers l'Etna. Plus tard, le 5 février 1783, commençait le grand tremblement de terre de la Calabre.

Cette même ligne est en activité depuis 1873. Nous possédons des rapports de Mercalli et de Picone sur les événements de Vulcano ; Orazio Silvestri a étudié dans le plus grand détail les phénomènes qui se sont produits en Sicile et à l'Etna[1].

Depuis 1780, Vulcano était resté en repos ; au mois de juillet 1873, il commença à rejeter des masses de vapeur de plus en plus abondantes. Le 7 septembre, il s'y élevait une forte colonne de fumée et, jusqu'au 20 octobre, il y eut une série d'explosions rythmiques à la façon de celles du Stromboli, et il se forma quatre grandes ouvertures dans la partie septentrionale du cratère. Vulcano est resté dans un état d'activité modérée jusqu'au milieu de l'année suivante (1874).

L'Etna fit éruption le 29 août 1874. Le sommet de la montagne s'était fendu sur une longueur de 5 kilomètres, du « Cratere ellip-

1. O. Silvestri, *Ueber die Eruption des Aetna am* 29. *August* 1874, trad. par G. vom Rath (Neues Jahrb. f. Min., 1875, p. 36); le même, *Sulla doppia eruzione e i terremoti dell' Etna nel* 1879; 2ª *ed. ampliata del* 1° *Rapporto presentato al R. Governo*, in-8°, Catania, 1880, p. 9-12 et 82, 86 ; *Sulla eruzione dell' Etna scopp. il di* 22 *Marzo* 1883, *Rapporto al R. Governo*, in-8°, Catania, 1883. Pour l'état de Vulcano à la même époque, voir G. Mercalli, *Contribuzioni alla geologia delle Isole Lipari* (Atti Soc. Ital. di Sc. Nat., XXII, Milano, 1879, p. 367-380).

tico » vers le N.N.E. Une puissante colonne de fumée s'en échappa, des cendres et des scories furent projetées; pendant sept heures, dit Silvestri, on entendit le mugissement particulier qui accompagne le soulèvement des laves. Alors, et d'une façon tout à fait inattendue, les signes précurseurs de l'éruption se mirent à diminuer, et le lendemain, 30 août, le paroxysme parut être à sa fin. Mais on continua à observer pendant longtemps, vers le pied septentrional de la montagne, de violentes commotions du sol.

Nous arrivons à la phase suivante. Elle commença le 4 octobre 1878 par un violent tremblement de terre à Mineo, à l'extrémité sud de la ligne radiale. D'autres secousses suivirent; dans les premiers jours du mois de décembre, il se produisit dans les volcans de boue de Paterno, situés en ligne droite entre Mineo et le sommet de l'Etna, des éruptions de gaz et de boue qui continuèrent longtemps. L'activité de Vulcano, qui n'était pas retombé au repos depuis 1873, augmenta à partir du 6 janvier 1879. Le 26 mai, des secousses répétées furent senties au pied sud de l'Etna et, vers le soir, on vit s'élever sur le haut de la montagne, aussi bien au S.S.W. qu'au N.N.E., des colonnes noires de fumée, tandis que du cratère principal s'échappaient des vapeurs blanches. Toute la région supérieure du volcan s'était fendue dans la direction de la ligne radiale, du S.S.W. au N.N.E., sur une longueur de 10 kilomètres; la fente, légèrement recourbée en S, s'était rouverte sur l'emplacement de celle de 1874 et traversait par le milieu le cratère principal. Silvestri a suivi les détails de l'éruption avec un courage et une sagacité admirables.

Du 6 au 7 juin, cette éruption pouvait être considérée comme terminée; mais, tout à fait en dehors du théâtre de ces événements, au pied oriental de l'Etna, près du débouché du Val del Bove vers la mer, il y avait eu, le 1er juin, une légère secousse. Tandis que l'éruption était terminée, les secousses continuaient à se succéder ; et, le 17 juin, un ébranlement vertical, extrêmement violent, vint frapper cette région, qui ne paraissait pas menacée. Des personnes qui se trouvaient en rase campagne eurent l'impression d'avoir fait un saut. Plusieurs localités éprouvèrent des dommages sérieux. Le grand axe de la région ébranlée, long d'environ 7 kilomètres, était dirigé de l'E.S.E. vers le sommet de l'Etna [1].

Les éruptions augmentèrent à Paterno, et, le 13 décembre 1879,

1. « Il movimento del suolo fu come una spinta cosi veemente, che la gente che era per le strade e per le campagne ebbe la coscienza di aver fatto in quel momento come un salto da terra. » (Silvestri, *Rapporto*, etc., p. 39).

il y eut de nouveau un violent tremblement de terre au sud, près de Mineo.

Dès cette époque, Silvestri put conclure de ces faits qu'il devait exister dans les profondeurs du globe une crevasse traversant l'Etna du N.N.E. au S.S.W., et que le plus septentrional des cratères parasites de l'Etna, situé près du village de Mojo, puis le cratère principal, les volcans de boue de Paterno et Mineo jalonnaient le tracé de cette fente. Depuis sont survenues de nouvelles confirmations : le 22 mars 1883, plus au sud et plus bas que jusqu'alors, mais toujours dans la même direction du S.S.W. au N.N.E., sous le Monte Concilio, la montagne s'ouvrit sur une longueur de 5 kilomètres ; cette fois encore, la quantité de lave sortie a été médiocre. L'activité de Vulcano et sa situation permettent de considérer cette fente comme le prolongement de la ligne radiale méridionale des Lipari. —

Ces détails font sentir la grande différence qui existe entre un tremblement de dislocation dû à un effort tangentiel, comme ceux qui se produisent le long des décrochements du Nord des Alpes, et les phénomènes ayant leur origine dans les fractures radiales d'un champ d'affaissement.

Dans les dernières éruptions du Vésuve, on a constamment observé une période préparatoire dont la durée est plus ou moins longue. Silvestri insiste sur le fait que les récentes éruptions de l'Etna ont toujours été précédées d'une activité « strombolique », c'est-à-dire rythmique, plus ou moins prolongée, en guise de préface. Cette circonstance indique qu'il ne s'agit pas ici de mouvements relatifs des grands voussoirs terrestres, mais de la réouverture successive et temporaire des canaux, engorgés de scories, qui existent sur le parcours des fentes.

Mais, dans d'autres volcans, on a parfois observé la sortie et l'écoulement tranquille de grandes masses de lave ; Dutton a décrit un remarquable exemple de ce genre au Mauna-Loa. Ici, les éruptions de lave se produisent brusquement sur les fentes radiales ; le courant incandescent jaillit d'abord à une hauteur notable, puis s'écoule ; l'une des trois coulées de 1881-1882 a atteint une longueur de 80 kilomètres, mais le phénomène ne fut accompagné ni de secousses, ni de violents ébranlements de la montagne, il ne se forma point de nuages de vapeur d'eau, ni même de cônes de cendres comme au Kilauea[1]. Donc, si nous devons persister dans

1. C. E. Dutton, *Recent Exploration of the Volcanic Phenomena of the Hawaïian*

l'opinion que les dislocations sont toujours accompagnées de tremblements de terre, il n'en est pas de même des éruptions. Cependant, quand on compare attentivement la description de Silvestri, spécialement en ce qui concerne la manière d'être des volcans de boue de Paterno, avec les renseignements donnés par Dutton, il est bien difficile de ne pas admettre que le bruit de l'éruption, la projection des cendres et même certains ébranlements sont surtout attribuables à la présence de la vapeur d'eau.

Mais je trouve d'un intérêt capital ces tremblements qui ont lieu *après l'éruption*, quelquefois dans des régions situées à l'écart, comme ceux qui, au pied oriental de l'Etna, ont succédé, en juin 1879, à une éruption interrompue.

Les troubles se propagent suivant une ligne très longue, de Vulcano jusqu'à Mineo ; en un point seulement, sur les flancs de l'Etna, bien au-dessus de Vulcano et du reste de la région ébranlée, sortent les laves et se produisent les explosions. Mais, en contre-bas du volcan, des secousses se font sentir également une fois que les explosions ont pris fin. Tous les ébranlements qui affectent la ligne radiale pourraient être considérés comme les préparatifs de l'éruption; mais une pareille interprétation n'est pas applicable à ces dernières secousses.

On connaît encore un autre groupe de tremblements, tantôt très violents et tantôt très circonscrits, ayant pour point de départ soit le voisinage de volcans en activité, comme celui d'Ali près de Taormina, en Sicile (18 mai 1780), ou celui de Casa-Micciola à Ischia (4 mars 1881), soit des volcans éteints depuis peu, comme cela est arrivé souvent dans les monts Albains ou au Vulture; soit enfin des massifs volcaniques depuis longtemps éteints, comme le Kaiserstuhl. dans le Brisgau[1] (tremblement de terre du 22 mai 1882). Ces manifestations présentent un certain nombre de caractères communs, et je ne sais vraiment pas dans quelle catégorie il convient de les ranger : secousses d'explosion, secousses de tassement, etc.

De nouvelles observations apporteront sans doute, ici encore, la lumière désirée. —

Nous avons essayé plus haut de déterminer une *série de dénudation* des volcans. Prenant pour point de départ les cônes de

Islands (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXV, 1883, p. 222). Le puissant cône du Mauna-Loa est entièrement formé, non de cendres, mais de lave vésiculaire.

1. A. Knop, *Das Erdbeben im Kaiserstuhl im Breisgau am* 21. *Mai* 1882. (Beitr. zur Naturwiss. Chronik des Grossh. Baden, 1881-1882; aus den Verhandl. Karlsruh. Naturwiss. Vereines, 1883, p. 1-6, pl.).

cendres les plus jeunes de l'époque actuelle, nous sommes arrivés à ceux dont la charpente est exposée (Venda, îles Ponza) et dont le soubassement présente peut-être déjà des traces d'intrusions latérales acides (Venda), nous invitant à une comparaison avec les grands laccolithes américains (Henry Mountains, etc.). Dans les centres éruptifs où l'érosion a été plus énergique nous ont apparu, sous le manteau des laves, des roches de type ancien (syénite, diorite quartzifère, granite), remplissant la cheminée profonde (Hébrides, Tyrol méridional); les restes des coulées disparaissant, nous voyons la section du foyer éruptif s'allonger, et la fente volcanique gagner de plus en plus en continuité (Banat).

C'est cette phase qu'il faut comparer avec les observations de Silvestri sur les phénomènes dont la grande fente qui traverse l'Etna a été le siège[1].

Enfin la dégradation plus avancée encore de l'enveloppe extérieure de la planète découvre des *cicatrices* allongées, et de grands pains granitiques ou syénitiques qui ont pénétré dans les sédiments en modifiant leur toit : elle nous met ainsi sur les traces d'une série de grands phénomènes abyssaux. Ces phénomènes paraissent être en relation de cause à effet avec l'absence de composante radiale dans les dislocations de nos montagnes, avec la descente passive, dans d'énormes profondeurs, de grands voussoirs ou de tables très vastes.

Dans les chapitres qui vont suivre, je me propose de jeter un coup d'œil rapide sur l'agencement des principales chaînes de montagnes de la Terre, dans la mesure où le permet l'état actuel de la science, et d'examiner jusqu'à quel point la décomposition, dans l'espace, des forces qui résultent de la diminution du volume de la planète se traduit dans son aspect extérieur.

[1. « Il paraît inutile de rechercher les dykes de granite pour leur comparer les fentes radiales des régions volcaniques : le moindre faisceau de microgranulite ou de porphyrite du Plateau Central se présente aligné sur des kilomètres de longueur. C'est à des filons, souvent très minces, qu'il faut rapporter les sorties volcaniques; les volcans démantelés du Plateau Central (Val d'Enfer, Mont-Dore, etc.) montrent les énormes coulées de trachyte issues d'un filon mince de la même roche, visible à cet état sur 800 m. de hauteur. » (A. Michel-Lévy).]

DEUXIÈME PARTIE

LES MONTAGNES

DEUXIÈME PARTIE

LES MONTAGNES

CHAPITRE PREMIER

L'AVANT-PAYS SEPTENTRIONAL DU SYSTÈME ALPIN[1]

A. La Plate-forme Russe. — B. Les Sudètes. — C. Le champ d'affaissement de Franconie et de Souabe. — D. Ries et Höhgau. — E. Les Horsts; dykes de quartz dans les horsts; contours en zigzag. — F. Le Jurassique du type des Sudètes. — G. Relations du système alpin avec l'avant-pays septentrional.

Les secousses séismiques qui, partant du bord septentrional des Alpes, se propagent dans les montagnes granitiques de la Bohême (fig. 8, p. 102), passent d'un compartiment de l'écorce terrestre dans un autre. Les différences dans la structure et dans la succession des couches des deux régions sont en effet des plus remarquables. Le bord externe des Alpes et des Carpathes, depuis la Suisse, à travers la Bavière, la Moravie, la Silésie et la Galicie, présente, dans sa constitution géologique, une homogénéité indiscutable; la diversité dans les contours des massifs qui bordent la chaîne vers le nord n'est pas moins évidente. Il existe toutefois une certaine corrélation entre cet avant-pays (*Vorland*) septentrional et l'allure des plis qui constituent le bord externe du système alpin.

Pour comprendre la structure du système alpin, il est donc nécessaire de connaître également cet avant-pays septentrional; et si l'on admet généralement une corrélation entre les contours de la chaîne et le *Vorland*, il faudra examiner, d'autre part, si le soulè-

[1. Traduit par E. Haug.]

vement des Alpes n'a pas exercé d'influence sur la structure de cet avant-pays.

Le *Vorland* septentrional des Alpes comprend trois parties très différentes les unes des autres, qui sont de l'est à l'ouest : la Plate-forme Russe, les Sudètes, et les massifs anciens de l'Europe centrale. Je désigne pour abréger, sous cette dernière dénomination, le massif de la Bohême et tous les affleurements de terrains anciens situés à l'ouest de ce massif, c'est-à-dire la Forêt-Noire, les Vosges, le petit massif de Dôle, le Plateau Central de la France et la Meseta ibérique.

A. — LA PLATE-FORME RUSSE[1]

La Plate-forme Russe est la partie la plus singulière du Vorland. Nous prendrons comme point de départ de son étude une région très septentrionale, et nous consulterons à cet effet la carte des provinces Baltiques de Grewingk. Le granite et le gneiss constituent le sol de la Finlande et de la côte nord du golfe de Bothnie. Sur la côte sud apparaissent les assises inférieures du système silurien en couches à peu près horizontales ; vers le sud, on rencontre des étages plus élevés, dont les affleurements englobent encore la partie septentrionale du lac Péipous et, vers l'ouest, l'île d'Œsel. Puis vient, en couches également presque horizontales, le « vieux grès rouge » dévonien ; il s'étend jusqu'à la rive méridionale du lac Péipous, et forme presque tout le pourtour du golfe de Riga. Sur ce grès reposent les parties moyennes et supérieures du Dévonien, occupant de vastes surfaces ; enfin, dans le nord-ouest du gouvernement de Kovno, le Zechstein et les dépôts jurassiques de Popilany s'étendent en transgression sur les couches à peine inclinées du Silurien et du Dévonien[2].

Aucun relief montagneux, comparable au plateau de Bohême, ne fait face aux Carpathes orientales ; les plaines, constituées par le lœss, par les divers étages néogènes et par la Craie moyenne et supérieure, s'étendent à perte de vue. Mais le cours du Dniestr et de ses affluents permet de retrouver, sous cette couverture, la continuation du plateau paléozoïque dont nous avons constaté l'existence plus au nord. Les masses de grès rouge dévonien, les curieux restes de poissons, les coquilles marines du Silurien et la

[1. Voir la *Carte géologique de la Russie d'Europe, éditée par le Comité géologique*, 6 feuilles, 1892, en particulier les feuilles 3 et 5.]

2. C. Grewingk, *Geognostische Karte der Ostseeprovinzen Liv- Est- und Kurland* (Archiv für Naturkunde, Dorpat, Bd. VIII, 1879).

stratification horizontale des couches ont depuis longtemps mis hors de doute la conformité de ces assises, jamais plissées et seulement faiblement inclinées vers le sud-ouest, avec celles du grand Plateau Russe. Malewski et Barbot de Marny ont récemment suivi ces affleurements dans les parties avoisinantes du Sud-Ouest de la Russie, et Alth a réuni toutes les observations anciennes et récentes en une étude d'ensemble des plus instructives[1] sur ces terrains paléozoïques, étude complétée par les travaux de Paul[2] et les remarques paléontologiques de F. Schmidt[3]. Enfin, Alth lui-même a établi depuis le fait remarquable que, vers l'ouest, une formation jurassique supérieure, en relation avec une transgression occidentale, vient s'intercaler entre le « vieux grès rouge » et le Cénomanien[4].

Les affleurements de terrains anciens sont, il est vrai, limités aux vallées, mais la coordination des observations permet néanmoins de reconnaître les contours principaux des divers terrains. Le plateau granitique, qui occupe de grandes surfaces sur le Boug et qui se continue dans le gouvernement de Kherson, forme le substratum, visible dans la vallée du Dniestr environ jusqu'à Iampol, en aval de Mohilev, et la limite extrême des affleurements granitiques se dirige de ce point vers le N.W., vers Proskourov, sur le Boug supérieur et vers le N.N.E., vers Novograd-Volynsk en Volhynie. A l'ouest de cette ligne, on rencontre les couches paléozoïques en couches presque horizontales; des assises de plus en plus récentes deviennent visibles, à mesure que l'on se dirige vers l'ouest[5]. Près de Iampol, des grès, terme inférieur du Silurien, reposent sur le granite; puis viennent des termes plus élevés, près de Mohilev, Kamenets-Podolsk, sur la frontière autrichienne, jusqu'à Tarnaruda vers le nord, et en Autriche, sur le Dniestr, jusqu'en amont de Zaleszczyki. Sur les affluents du Dniestr,

1. A. von Alth, *Ueber die paläozoischen Gebilde Podolien's und deren Versteinerungen* (Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., VII, 1874, en particulier p. 1-21); voir en outre, du même : *Die Gegend von Nizniow und das Thal der Zlota Lipa in Ostgalizien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVII, 1877, p. 319-340).

2. Paul, *Grundzüge der Geologie der Bukowina* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVI, 1876, p. 328-330).

3. Fr. Schmidt, *Einige Bemerkungen über die podolisch-galizische Silurformation undderen Petrefacten* (Verhandl. der Russisch-k. Mineralog. Gesellsch. zu St.-Petersburg, 2. Ser., X, 1876, p. 1-21, pl. I.)

4. A. von Alth, *Die Versteinerungen des Nizniower Kalksteines* (Mojsisovics und Neumayr, Beitr. zur Palaeontol. von Oesterr.-Ung., I, 1881, p. 183 et suiv.).

5. Je ne me rends pas encore bien compte de la disposition des couches en Volhynie; Ossowski marque sur sa belle *Carte géologique de la Volhynie* (Paris, 1880, in-folio) du Crétacé et du Tertiaire vers l'ouest, tandis qu'il marque vers l'est, au delà de la rivière Slucz et dans la région de ses sources, des quartzites azoïques, puis des calcaires et des schistes. Quant au quartzite, il repose immédiatement sur le granite.

qui tous viennent du nord, la mise à nu de ces étages siluriens est fonction du degré d'érosion. Aux étages supérieurs du Silurien fait suite vers l'ouest le grès rouge dévonien, visible sur le Dniestr jusqu'en amont de Nizniow, puis sur la Zlota lipa et, dans la vallée du Sereth, jusqu'à 8 kilomètres en aval de Tarnopol, disparaissant ensuite sous des dépôts bien plus récents. —

Ainsi l'on retrouve dans la Galicie orientale, sous la plaine, une partie de ce curieux massif, qui a conservé dès les temps les plus reculés son horizontalité, depuis la Suède méridionale, à travers la Russie septentrionale et centrale et bien loin vers l'est, et qui dans le lit du Dniestr également ne montre aucune dislocation appréciable des couches.

Entre le Dniestr, à la hauteur de Zaleszczyki, et le bord externe des Carpathes, constitué par des couches néocomiennes plissées, se trouve encore une rivière importante, le Prouth ; mais sa vallée, qui est creusée à peu près à la même profondeur au-dessus du niveau de la mer que celle du Dniestr, ne fait affleurer que des sables et des argiles tertiaires. C'est en vain que l'on cherche la continuation des couches paléozoïques ; la Craie même n'est pas visible.

Alth suppose qu'un grand affaissement a dû se produire sur le bord oriental des Carpathes, grâce auquel il s'est formé une fosse de plusieurs kilomètres de large, remplie plus tard par les dépôts tertiaires[1]. Paul pense même qu'il serait légitime de rechercher, dans les roches cristallophylliennes des Carpathes, des équivalents métamorphiques des formations siluriennes de Podolie[2].

Quoi qu'il en soit, il est certain que toute cette série puissante de dépôts, si développés vers le nord et le nord-ouest, est brusquement soustraite à nos observations. A la latitude du bassin silurien de Bohême et plus au sud encore, on peut recueillir, sur les bords du Dniestr, *Eurypterus Fischeri, Illænus barriensis*, *Phacops Downingiæ* et autres fossiles caractéristiques du Nord. La présence du « vieux grès rouge » est encore plus singulière, on peut suivre ce terrain sur plus de 30 degrés de latitude vers le nord, depuis que ses équivalents ont été signalés par Nathorst dans le Spitzberg[3], à partir d'où il se continue par les Orcades jusqu'en Écosse et dans le

1. A. von Alth, *Paläoz. Geb. Podolien's*, p. 4 ; Petrino (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1875, p. 218) donne une coupe du Prouth au Dniestr, relative principalement, il est vrai, aux terrains tertiaires.

2. Paul, *Geologie der Bukowina*, p. 330.

3. A. G. Nathorst, *Ueber die wissenschaftlichen Resultate der letzten schwedischen Expedition nach Spitzbergen*, trad. par Th. Fuchs (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1883, p. 25).

Pays de Galles. Des masses isolées de grès anciens que l'on rencontre en Norvège paraissent s'y rapporter. Les affleurements les plus méridionaux sont ceux qui font face aux Carpathes, et de là il nous faut nous diriger vers le nord pour trouver bien loin, sur le golfe de Riga, la continuation des affleurements scandinaves. De là on suit les grès rouges vers l'est et le nord-est, dans la direction de la mer Blanche, comme si le massif finno-scandinave était entouré sur tout son pourtour par une grande ceinture de « vieux grès rouge » [1]. —

Si l'on se dirige du bord des Carpathes, à la hauteur de Kutty, vers le N.N.E., on arrive, au bout de 34 kilomètres et demi environ, au milieu de la vallée du Prouth, en amont de Sniatyn, et l'on atteint, encore après 25 kilomètres, les dépôts paléozoïques près de Zaleszczyki. C'est sur ces 25 kilomètres que la Plate-forme Russe s'enfonce si profondément qu'elle n'est plus visible dans la vallée du Prouth, soit que ses couches, qui localement présentent déjà un faible pendage vers le sud-ouest, s'inclinent dans cette direction, soit qu'elles subissent une flexure ou une cassure. L'affaissement doit se continuer plus loin vers les Carpathes et même sous la chaîne.

Tous ces faits conduisent à l'hypothèse qu'*une partie de la Plate-forme Russe a été débordée par les plis des Carpathes.*

B. — LES SUDÈTES

Les étages horizontaux de la Plate-forme Russe disparaissent vers l'ouest sous la plaine; il n'est pas sûr qu'ils dépassent le Boug, sous le manteau de couches plus récentes, mais il est certain qu'ils n'atteignent pas le San.

Déjà à une distance assez considérable à l'est de ce cours d'eau, Hilber a constaté, dans les environs de Lubaczow, l'apparition en deux points de couches très redressées de schistes argileux gris [2].

Dans le sud du gouvernement de Radom, près de Sandomir, de Kielce et de Chienciny, s'élève un petit système de montagnes indépendant, qu'avec Pusch nous désignerons sous le nom de

1. Godwin-Austen, Jones, Ramsay, Geikie n'admettent pas l'origine marine du « vieux grès rouge » et considèrent la Scandinavie avec les Hébrides comme un très ancien continent; Geikie, *On the Old Red Sandstone of Western Europe* (Trans. Roy. Soc. Edinburgh, XXVIII, 1878, p. 346, 350).

2. V. Hilber, *Geologische Anfnahmen um Lubaczów und Sieniawa in Galizien* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1882, p. 307).

montagnes de Sandomir. Il est composé d'une série de plis dirigés E.-W. ou W.N.W.-E.S.E., comme l'ont montré F. Roemer et Hempel, et s'étend également sur territoire autrichien, près Gorzyce, d'après les observations de Tietze[1]. Toute la série triasique et une partie du Jurassique sont représentés et ont pris part aux plissements. Le terme le plus inférieur est, d'après Zeuschner, un schiste silurien à graptolithes, car les puissantes masses de quartzites qui apparaissent dans les anticlinaux semblent appartenir déjà au Dévonien inférieur. Zeuschner a trouvé également une riche faune du Dévonien moyen qui correspond au calcaire de l'Eifel[2], et F. Roemer a constaté encore l'existence d'une faune dévonienne supérieure, identique à celles des schistes à goniatites de Büdesheim et des schistes à cypridines du Nassau[3]. Le Carbonifère ne paraît pas être représenté du tout, car le Zechstein à *Productus horridus*, puis le Trias succèdent immédiatement au Dévonien.

Ceci n'est plus la succession des couches et la structure caractéristique de la Plate-forme Russe; quoique dans l'extrême nord les schistes « Domanik » constituent un équivalent des schistes à goniatites de Büdesheim et quoique l'on rencontre dans l'Oural des calcaires dévoniens à *Stringocephalus Burtini*, ce que

1. Ferd. Roemer, *Geognostische Beobachtungen im polnischen Mittelgebirge* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XVIII, 1866, p. 667-690, pl. XIII); J. de Hempel, *Description géologique des environs de Kielce, de Chenciny et de Malagoszcz, situés au centre de la Pologne* (Ann. des Mines, 6e sér., XII, 1867, p. 141-183, carte); E. Tietze, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1883, p. 31. Les environs de Chmielnik et de Pinczow, sur territoire russe, sont représentés sur la carte géologique d'une partie du gouvernement de Kielce de S. Kontkiewicz, *Sprawozdanie z Badan geol. etc.* (Pamietn. Fizyjograf. Warszawa, II, 1882, pl. X). [Voir aussi J. v. Siemiradzki, *Studien im polnischen Mittelgebirge* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVI, 1886, p. 669-680; XXXVIII, 1888, p. 35-46); le même, *Carte géologique de la chaîne de Kielce-Sandomir*, 1:126.000. (avec texte, Pamietn. Fizyjograf. Warszawa, VII, 1887, pl. I); et *Carte géologique des montagnes de Kielce*, 1 : 126.000. (avec texte, Ibid., VIII, 1888, pl. 1); *Uber Dislocationserscheinungen in Polen und den angrenzenden ausserkarpathischen Gebieten* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Classe, XCVIII, Abth. I, 1889, p. 420-427).]

2. Zeuschner, *Ueber das Vorkommen von Diceras arietina in Korzetzko bei Chenciny* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XX, 1868, p. 576-580); *Ueber die eigenthümliche Entwicklung der Triasformation zwischen Brzeziny und Pierzchnica etc.* (Ibid., p. 727-740, pl. XV); *Ueber die neuentdeckte Silurformation von Kleczanów bei Sandomierz im südl. Polen* (Ibid., XXI, 1869, p. 257-262), et *Geognostische Beschreibung der mittleren devonischen Schichten zwischen Grzegorzowice und Skaly-Zagaje bei Nowa Slupia* (Ibid., p. 263-274); voir en outre : *Ueber den silurischen Thonschiefer von Zbrza bei Kielce* (Ibid., p. 569-573, carte). Je ne suis pas bien sûr, d'après les travaux de Hempel, que les couches secondaires aient pris part à tous les mouvements des terrains anciens; J. Trejdosiewicz (*Opis badán geol. etc.*, Sprawozd. Komis. fizyjogr., Cracovie, XIII, 1879) a rencontré aussi des calcaires du Dévonien moyen près de Zbrza et attribue les quartzites de la région au Dévonien inférieur.

3. Ferd. Roemer, *Geognostische Beobachtungen*, etc., p. 675; *Lethaea geognostica*, I, 1880, p. 23, 49.

nous connaissons dans les montagnes de Sandomir concorde si bien avec tous les affleurements occidentaux, jusque dans les Sudètes, que nous devons tracer une limite à l'est du San.

Dans la région que nous rencontrons maintenant vers l'ouest, des terrains anciens apparaissent en effet de place en place : du Dévonien moyen et du calcaire carbonifère à Debnik, au nord de Krzezowice; du calcaire à Stringocéphales à Siewersz, et du schiste dévonien à Tost, au nord de Gleiwitz. Puis nous atteignons, au delà des bassins houillers de la Haute-Silésie, les pentes des Sudètes.

La *partie méridionale des Sudètes* nous occupera seule ici. Je serais obligé de dépasser considérablement le cadre de cet ouvrage si je voulais énumérer les nombreux savants émérites auxquels nous devons la connaissance de la structure de cette chaîne de montagnes. Pour le territoire autrichien je ne nommerai que H. Wolf et D. Stur[1]; pour le bord des Carpathes et les environs de Cracovie, Hohenegger et Fallaux[2]; pour la Haute-Silésie et les parties avoisinantes de la Pologne, F. Roemer[3].

La partie méridionale des Sudètes présente tout à fait la structure monoclinale et, en partant des plus hauts sommets et en se dirigeant vers l'est, on rencontre en général, jusque dans les plaines de Pologne, des couches de plus en plus récentes. Les termes les plus anciens de cette série, qui s'élèvent aux plus grandes altitudes, possèdent également l'inclinaison la plus voisine de la verticale; les termes suivants, jusqu'au terrain houiller, présentent souvent des plissements et des cassures secondaires, grâce auxquels leur puissance souvent considérable se trouve encore en apparence augmentée. Les étages les plus récents sont horizontaux dans la plaine, mais plus au nord il y a des indices que des plissements intenses ont eu lieu après la période crétacée.

Un examen plus approfondi de cette grande série inclinée vers l'est montre qu'elle n'est pas complète; plusieurs termes, comme le Lias, le Néocomien, le Gault, l'Éocène, y font défaut; chaque

1. Ceux des résultats de ces travaux qui ont trait au Dévonien et au Carbonifère ont été réunis en un aperçu général détaillé par D. Stur, *Die Culmflora*, I, p. 91-103; II, p. 317-366 (Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., VIII, 1875-1877).

2. L. Hohenegger, *Geognostische Karte der Nordkarpathen in Schlesien etc.*, avec texte, Gotha, 1861; du même : *Geognostische Karte des ehemaligen Gebietes von Krakau, zusammengestellt von* Corn. Fallaux (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XXVI, 2. Abth., p. 231-260, carte, 1867). [Voir aussi E. Tietze, *Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVII, 1887, p. 423-838, avec carte en 4 feuilles à 1 : 75.000. (pl. XVI-XIX).]

3. Ferd. Roemer, *Geologie von Oberschlesien; Geognostische Karte von Oberschlesien*, 12 feuilles, 1870.

lacune est suivie d'une transgression, qui a eu lieu sur une vaste surface arasée de terrains plus anciens, et, comme ces formations ne présentaient pas à l'arasement des surfaces horizontales, le Grès Bigarré repose par exemple ici sur des schistes du Culm, non loin de là sur du Houiller, etc. Mais ce sont évidemment des mouvements très uniformes et très semblables qui ont occasionné, à plusieurs reprises, l'arasement et la transgression.

Le versant oriental des montagnes, depuis les sommets jusqu'à

Fig. 43. — L'avant-pays des Carpathes Occidentales (principalement d'après les travaux de F. Roemer, Hohenegger et F. von Hauer; les couches de houille d'après Jicinsky). On a supposé enlevés tous les lambeaux transgressifs, le Miocène et les dépôts plus récents. — Échelle de 1 : 3.000.000. environ.

Arch = Archéen; d_1, d_2, d_3 = Dévonien; *cu* = Culm; *ca* = Carbonifère; *p* = Permien; *tr* = Trias; *i* = Jurassique; *cr* = Crétacé moyen et supérieur; *Sy* = Syénite.

la plaine, est constitué, sur une largeur de plusieurs milles, par du Dévonien et du Culm. Sur des roches probablement archéennes reposent des quartzites du Dévonien inférieur à *Homalonotus crassicauda*, *Grammysia hamiltonensis* et *Spirifer macropterus*. Cette zone est dirigée à peu près du N. au S. dans les environs de Zuckmantel et de Würbenthal, et se dirige ensuite vers le S.S.W. Le Dévonien inférieur se poursuit encore très loin dans cette direction et atteint même près de Petrowitz, à l'est de Raitz (au nord de Brünn), la grande cicatrice, c'est-à-dire la cassure, jalonnée par

une traînée de syénite, qui sépare nettement les Sudètes du massif de la Bohême.

La zone qui fait suite vers l'est à la précédente est d'âge dévonien moyen. Elle est indiquée, de Bennisch à Sternberg, par une traînée de minerais de fer, puis par des tufs et des spilites diabasiques et par des couches calcaires accessoires, dont l'âge est précisé par *Phacops latifrons*. Plus au sud, cette zone se compose

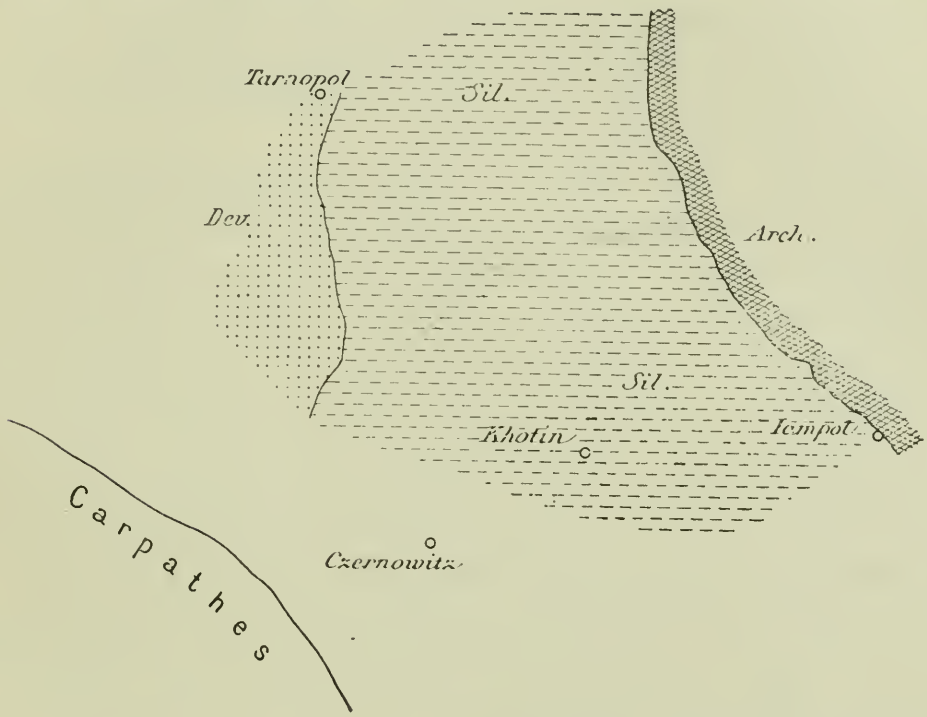


Fig. 44. — L'avant-pays des Carpathes Orientales (principalement d'après les travaux de F. von Hauer et Alth). On a supposé enlevés le terrain crétacé transgressif, le Miocène et les dépôts plus récents. — Échelle de 1 : 3.000.000. environ.

Arch. = Archéen; *Sil.* = Silurien; *Dev.* = Vieux grès rouge.

seulement de calcaires et elle atteint la syénite également au nord de Brünn, en conservant une largeur considérable[1].

Nous rencontrons maintenant la plus large des zones concentriques, le Culm, avec ses carrières d'ardoises. Stur y a distingué trois horizons dont les roches sont très variables et dont *Posidonomya Becheri* et *Archæocalamites radiatus* sont les fossiles les plus importants. Cette zone s'avance vers l'est, aux environs de Hultschin, en formant un angle obtus. Ici les couches redressées

1. Dans ces derniers temps, on a de nouveau émis l'opinion que l'étroite bande calcaire du château d'Eichhorn, située à l'ouest de la syénite, devait être attribuée au Dévonien (C. von Camerlander, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1883, p. 57); il en résulterait que ce n'est pas une faille unique, mais que ce sont deux ou plusieurs failles parallèles qui marquent la limite des Sudètes; l'exposé des faits, tel que je l'ai présenté ici, n'aurait pas à subir d'autre modification.

montrent le contact du Culm et du Houiller. Dans son prolongement vers le sud et le sud-ouest, *le bord oriental de la zone rencontre au sud de Weisskirchen le bord externe des Carpathes.* Le contact des deux chaînes de montagnes est si intime que la grande ligne de partage des eaux de l'Europe se trouve entièrement dans la zone du Culm des Sudètes.

Cette zone est la dernière qui se continue, au sud de Weisskirchen et de Leipnik, sous forme de chaîne; elle forme la bordure externe des hauteurs qui se dirigent vers Brünn. *Tous les termes suivants de la série des Sudètes disparaissent entre ce point de contact et les environs de Cracovie.*

Nous disions qu'à Hultschin la série houillère faisait suite aux couches supérieures du Culm. Le peu de résistance de la plus grande partie des roches qui la constituent a eu pour résultat qu'elle ne forme pas de relief montagneux, mais une plaine entrecoupée de collines éparses. Elle ne forme pas non plus de zone parallèle aux Sudètes, comme le Dévonien et le Culm, car au nord il s'intercale entre le Houiller et le Trias, ainsi que l'a montré F. Roemer, une série d'affleurements de Culm, disposés en arc de cercle, partant de l'avancée de l'affleurement principal près Hultschin, passant par Katscher, à l'est de Leobschütz, au nord de Kosel et se dirigeant vers Tost. Cette ligne, combinée avec les affleurements de calcaire dévonien de Siewerz et de Dévonien et de Calcaire carbonifère au nord de Krzezowice, limite l'espace dans lequel sont connus les gisements houillers[1].

On remarque que cette courbe est fermée à l'ouest, au nord et à l'est, mais qu'elle est ouverte vers les Carpathes. Le directeur des mines Jicinsky a essayé, en se basant sur les observations faites au cours de l'exploitation, de restituer la continuité des principales couches de houille dans tout le district, et il a également obtenu une série de grandes courbes, qui se continuent sous le Trias et sont ouvertes vers les Carpathes[2].

Ces faits constituent pour moi la preuve que *le bassin houiller de Silésie se continue réellement sous les Carpathes.*

Hochstetter a émis il y a longtemps la même hypothèse[3] et,

1. Ferd. Römer, *Geologie von Oberschlesien*, atlas, carte d'assemblage, feuille I.

2. W. Jicinsky, *Der Zusammenhang der mähr.-schles. und der preuss.-schles. Kohlenformation* (Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, 1877, pl. IX); du même : *Der Zusammenhang der einzelnen Flötze und Flötzgruppen im Ostrau-Karviner Steinkohlenreviere* (Ibid., 1880, p. 409 et suiv., pl. XVII).

3. F. von Hochstetter, *Ueber das Vorkommen von Erdöl und Erdwachs im Sandecer Kreise in Westgalizien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XV, 1865, p. 206).

pour ma part, je l'ai toujours admise[1]. Stur, en discutant la question, est parti des mêmes prémisses[2]; Jicinsky, enfin, a marqué en pointillé la continuation présumée des couches de houille sous les Carpathes et a tracé sa coupe idéale en harmonie avec cette reconstitution. Mais comme les dépôts houillers reposent en concordance sur le Dévonien et le Culm des Sudètes et que les différences dans la topographie ne sont dues qu'à la moindre résistance du Houiller aux agents atmosphériques, il en résulte que l'on doit considérer ces couches comme une partie intégrante des Sudètes elles-mêmes, et que les plissements des Carpathes ont passé par-dessus la surface plane et peu accidentée du bassin houiller, tandis que les masses redressées de schistes et de grès de la zone du Culm ont opposé une résistance à la propagation des plis : une partie des Sudètes se trouve donc en réalité sous les Carpathes.

On a creusé des galeries jusqu'au bord même du Flysch des Carpathes, par exemple près de Schönhof, et cela avec succès. On a fait, au moyen de sondages, des recherches de charbon aux environs de Hustopec, au nord du contact du Culm et du Flysch, près de Weisskirchen, et l'on a rencontré une couche de houille, englobée, il est vrai, dans un très grand bloc isolé de terrain carbonifère fortement disloqué. Chose curieuse, les couches de houille ont subi des dislocations plus intenses vers les Sudètes que vers les Carpathes, du moins autant qu'on peut en juger d'après les exploitations actuelles.

Quoique le terrain houiller atteigne sur le territoire autrichien une très grande puissance, que l'on évalue à plusieurs milliers de pieds, je ne crois pas qu'il se soit déposé dans un bassin correspondant à ses contours actuels; je le considère bien plutôt comme le reste d'un dépôt beaucoup plus étendu, préservé, dans un vaste synclinal, du grand arasement prétriasique qui a tout nivelé lors de l'arrivée de la mer du Grès Bigarré, amenant au jour l'anticlinal de Culm de Tost, en détruisant les dépôts permiens, dont quelques témoins seulement sont encore visibles. —

Sur les dépôts paléozoïques des Sudètes repose, en couches faiblement inclinées vers l'est ou le nord-est, une série de formations mésozoïques marines. Le bord occidental de ces couches secondaires correspond à la limite qu'ont atteinte leur érosion et leur destruction par les agents atmosphériques; la limite orientale de leurs affleurements est en relation avec le démantèlement plus ou

1. *Entstehung der Alpen*, p. 71.
2. D. Stur, *Culmflora*, p. 319, 320.

moins complet qui a affecté les couches susjacentes. C'est ainsi que prennent naissance les limites de terrains, formant sur les cartes autant de lignes parallèles et concentriques, que l'on a si souvent considérées, en particulier dans le bassin de Paris, comme l'indice d'un affaissement.

La disposition presque horizontale des couches n'est troublée, à ma connaissance, que par *une seule* dislocation importante, dont les relations avec la structure générale de la région ne m'apparaissent pas d'une manière bien nette, malgré des visites réitérées. C'est un synclinal ou une fosse, limitée par des failles transversales à la direction des couches de la zone secondaire. Toutes les couches y ont pris part, même la Craie, dont l'axe, situé un peu au nord de Cracovie, est dirigé W.N.W.-E.S.E. en passant par Trzebinia et Myslowitz (fig. 43). Le synclinal est d'abord assez large, puis il se rétrécit, en même temps que les couches se redressent, et paraît se transformer vers Myslowitz en une simple cassure. Peut-être une seconde dislocation de même ordre se détache-t-elle de la première, dans la direction de Trzebinia et de Chrzanow. A cette exception près, l'allure des zones mésozoïques est très régulière et n'est pas troublée non plus par l'apparition d'îlots de terrains anciens.

La zone triasique est morcelée vers l'ouest en de nombreux lambeaux; vers le nord elle plonge, d'après les observations de Roemer, un peu à l'ouest de la Wartha, sous le Jurassique moyen; elle est affectée par la dislocation dont il vient d'être question et s'abaisse vers la Vistule, en face des Carpathes, au sud du synclinal, en formant les hauteurs entre Alwernia et Chelmek. Les couches paraissent être ici tout à fait horizontales. Le pied de la montagne qui porte les belles ruines du château de Lipowec est constitué par le Grès Bigarré. Au delà de la Vistule se trouve le pied des Carpathes, composé ici, d'après Hochstetter, de couches nummulitiques plissées. L'éloignement du pied des deux chaînes est de 9 kilomètres et demi[1].

Le Rhétien n'est représenté au-dessus du Trias que localement et d'une manière rudimentaire; le Lias reste complètement invisible; au nord, des couches argileuses à *Parkinsonia Parkinsoni*, au sud les oolithes de Balin à *Macrocephalites macrocephalus* s'étendent en transgression sur le Keuper; au-dessus de ces oolithes on rencontre dans le sud une argile bleue à *Belemnites semihastatus*,

1. Ces faits ressortent très nettement sur la carte des environs de Cracovie de Hohenegger.

puis viennent les rochers du Jura blanc, qui constituent, à partir de Czenstochau, une chaîne continue, très apparente dans le paysage, suivant la rive orientale de la Wartha et s'étendant par Olkusz jusqu'à Cracovie et jusqu'au pied même des Carpathes. Vers l'est le Jurassique supérieur plonge, près de Lelow et aux environs de Cracovie, sous un manteau continu de Cénomanien. Ces calcaires jurassiques résistent mieux à la dénudation que les grès et les argiles des étages inférieurs de la série mésozoïque et même que les calcaires triasiques intercalés dans des couches moins résistantes. Ceci est évidemment la raison pour laquelle on peut suivre le calcaire jurassique, à travers la vallée de la Vistule, jusqu'au bord même des Carpathes.

La bande jurassique, dissociée entre Mirow et Podgorze, en face des Carpathes, en plusieurs monticules isolés, atteint une largeur respectable ; elle traverse la Vistule entre Tyniec et Podgorze. Plusieurs petites masses de calcaire surgissent au milieu des alluvions et le dernier monticule, près de Kurdwánow, à l'ouest de Wieliczka, n'est qu'à 2 kilomètres du bord des Carpathes et se trouve déjà dans la bordure d'argiles salifères avec soufre, qui est chevauchée à Wieliczka même par les grands plis des Carpathes refoulés vers le nord[1].

Ce très remarquable point de contact montre que la bande jurassique venant du nord-ouest ne subit pas de déviation à l'approche des Carpathes, mais qu'elle plonge sous cette chaîne de montagnes.

Au-dessus du Jurassique, le Néocomien et le Gault font défaut; l'étage cénomanien s'étend en transgression sur les couches plus anciennes, comme c'est le cas en tant d'endroits, et de grands lambeaux isolés apparaissent même à l'ouest de la zone triasique, près d'Oppeln et, sur la zone du Culm, près de Hotzenplotz. Cette transgression donne la mesure de l'arasement par lequel elle a dû être précédée. A son début, les schistes du Culm étaient déjà dénudés, le Trias avait dû être enlevé d'une grande partie du district houiller, et il n'y a plus guère de doute qu'à l'époque où les dépôts marins de Wieliczka ont été poussés des Carpathes vers le nord, l'érosion du Carbonifère aussi bien que du Trias et du Jurassique ne fût aussi avancée qu'à l'heure actuelle.

Ce n'est que plus à l'est, entre la Wartha et la Pilica, qu'apparaît une bande continue de Crétacé, qui pénètre, près de Cracovie, dans le synclinal de Trzebinia et atteint enfin la Vistule. Comme

1. *Bemerkungen über die Lagerung des Salzgebirges bei Wieliczka* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LVIII, Abth. I, 1868, p. 544).

le Trias, le Crétacé est enlevé par l'érosion en regard des Carpathes, et je n'en connais que des restes incertains au delà de la Vistule, au moins dans les environs de Cracovie. Plus à l'est, par contre, il couvre la plaine sur de vastes étendues.

On ne connaît pas de dépôts éocènes dans tout le *Vorland* des Carpathes, mais de nombreux témoins d'une transgression marine miocène se rencontrent sur le bassin houiller; les dépôts d'âge miocène atteignent une grande épaisseur sur le bord de la chaîne et forment, comme je l'ai déjà indiqué, de vastes plis refoulés vers le nord par une poussée venant des Carpathes. —

Nous voici arrivés aux formations qui ont pris une part immédiate aux mouvements des Carpathes. En résumé, les résultats auxquels nous sommes parvenus sont les suivants :

Les terrains archéens des Sudètes atteignent vers le sud, sans subir de dérangement, la grande cassure de Brünn; les zones du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen sont dans le même cas. Le bord externe de la zone du Culm entre en contact avec le bord externe des Carpathes au sud de Weisskirchen, les deux zones sont pressées l'une contre l'autre. *Toutes les autres zones des Sudètes, jusqu'à la plaine de Pologne — le Carbonifère, le Trias, le Jurassique et le Crétacé, — s'abaissent en venant du nord et passent sous les Carpathes.*

Les formations dont les affleurements ont dépassé la ligne de contact des Sudètes et des Carpathes, c'est-à-dire l'Archéen, le Dévonien et le Culm, butent brusquement par faille près de Brünn contre le massif de la Bohême, et la continuation des zones externes des Sudètes est à chercher sous la plaine de Moravie.

Donc, pour bien saisir la structure des Carpathes, il ne faut pas perdre de vue que, malgré l'allure régulière de ses plis, cette chaîne, au moins en partie, *repose sur deux autres voussoirs de l'écorce terrestre très disparates, à l'est sur la Plate-forme Russe, à l'ouest sur la partie sud-est des Sudètes, dont l'inclinaison générale est vers l'est.*

C. — LE CHAMP D'AFFAISSEMENT DE FRANCONIE ET DE SOUABE[1]

Une longue bordure de Rothliegendes s'étendant depuis le pied sud du Riesengebirge marque la véritable bordure du massif de la

[1. Voir la *Geologische Karte des Deutschen Reichs* à l'échelle de 1:500.000. de R. Lepsius, en particulier les feuilles 18, 19, 22, 23 et 24.]

Bohême. Dans les environs de Brünn, les couches plongent fortement vers l'est dans le sens de la faille; près de Rossitz, au sud de Brünn, apparaît encore, entre le substratum archéen et le Rothliegendes, un petit lambeau de Carbonifère supérieur avec couches de charbon exploitables ; plus loin encore vers le sud, à Zöbing, non loin de Krems, un lambeau de Rothliegendes est conservé sur la lèvre externe de la faille.

Jusqu'à Brünn, les Sudètes s'intercalaient entre le massif de la Bohême et les Carpathes; au delà, rien ne vient masquer la vue que l'on a des flancs du Manhartsgebirge, qui forme le bord du massif de la Bohême, par-dessus la plaine, sur le bord de la zone du Flysch, fragmenté il est vrai, par des affaissements.

Sur la hauteur du massif de la Bohême on ne rencontre partout que des roches archéennes, mais les tranches des couches permiennes, qui se dressent comme des points d'interrogation sur la faille-bordure, montrent bien que la continuation de ces couches a dû s'étendre autrefois sur tout le pays. Dans le nord leur extension est bien connue, mais on rencontre également un lambeau isolé de Permien, dans le sud, près de Budweis, au milieu de la région principale des terrains archéens[1].

Dans la Saxe, l'existence d'une importante dénudation des couches houillères, avant le dépôt du Rothliegendes transgressif, est bien établie[2]; mais, si l'on examine le bord occidental du grand massif, vers la Bavière, on rencontre ici également, comme Gümbel l'a montré, une cassure qui traverse aussi le Fichtelgebirge et le Thüringerwald, en coupant à angle droit la direction des couches. Tout le long de cette fracture se dresse la même bordure de Rothliegendes redressé avec des lambeaux isolés de Houiller, identiques à ceux que nous connaissons sur le côté oriental, à Rossitz. Toutes les descriptions des affleurements de Stockheim et d'Erbendorf, toutes les études sur la bande discontinue de Rothliegendes qui borde le massif ancien, depuis le Thüringerwald jusqu'au Walhalla, près de Ratisbonne, bâti lui-même encore sur le Rothliegendes, indiquent la plus frappante coïncidence avec la faille de l'est, depuis le pied méridional du Riesengebirge, par Brünn et Rossitz, jusqu'à Zöbing[3]. —

1. D. Stur, *Vorläufige Notiz über die dyadische Flora der Anthracit-Lagerstätten bei Budweis in Böhmen* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1872, p. 165-168).

2. H. Credner, *Die geologische Landesuntersuchung des Königreichs Sachsen* (Mitth. des Vereins f. Erdkunde zu Leipzig, 1880, p. 27).

3. Gümbel, *Die geognostischen Verhältnisse der fränkischen Alb* (Extr. de la *Bavaria*), in-8°, 1864, p. 14; *Geognostische Beschreibung des Königreiches Baiern*, II, p. 656

Toute la région qui se trouve au delà du bord occidental du massif de la Bohême, jusqu'à la Forêt-Noire, présente une structure bien particulière. La nappe triangulaire de terrains triasiques et jurassiques, limitée à l'est par le Thüringerwald, le Frankenwald, l'extrémité du Fichtelgebirge et le Bairischer Wald, à l'ouest par l'Odenwald et la Forêt-Noire et qui se termine au sud, entre Schaffhouse et Ratisbonne, par une grande faille, *la faille du Danube*, ressemble à la couverture de glace d'un étang gelé, puis vidé. Affaissés par rapport aux anciens massifs granitiques et gneissiques qui les limitent à l'est et à l'ouest, les terrains triasiques et jurassiques descendent en gradins; avant que l'on atteigne la grande faille transversale du Danube, des lambeaux de forme circulaire s'affaissent, comme coupés à l'emporte-pièce dans la nappe jurassique, et l'un de ces affaissements constitue le remarquable cirque du Ries, près Nördlingen. Une fois que l'on a dépassé le Ries, toute la série des couches jurassiques de Souabe, ainsi que son substratum triasique, disparaît en profondeur, au delà de la faille du Danube; sa continuation se trouve sous la plaine limitée au sud par les Alpes.

Il y a longtemps que l'on a envisagé la faille du Danube comme le bord d'un grand affaissement, et le cirque du Ries comme le résultat d'un effondrement; mais ces accidents font partie d'un vaste système d'affaissements qui s'étend jusqu'au Vogelsberg et jusqu'au Thüringerwald, ainsi que le démontrent un grand nombre d'observations relatives aux failles qui accompagnent le pied est et ouest des massifs anciens. Je ne veux citer que quelques indications de date récente et je commencerai par le nord-est, sur le bord du Thüringerwald.

H. Credner a décrit en 1855 les failles linéaires, dirigées du N.W. au S.E., qui coupent les terrains situés des deux côtés du Thüringerwald; Bücking et Frantzen ont étudié plus récemment celles du versant sud-ouest et ont donné, pour quelques-unes d'entre elles, de véritables monographies[1].

et suiv.; III, p. 555 et suiv. et en bien d'autres endroits. L'apparition du Zechstein dans la partie septentrionale de cette région ne modifie guère mes conclusions; F. Beyschlag, *Geogn. Skizze der Umgegend von Crock im Thüringerwalde* (Zeitschr. für ges. Naturw. Halle, LV, 1882), figure pl. VII un lambeau analogue de Rothliegendes avec les failles de la bordure; ici les couches de houille sont permiennes.

1. H. Bücking, *Gebirgsstörungen und Erosionserscheinungen südwestlich vom Thüringerwalde* (Jahrb. der k. preuss. Geol. Landesanst. und Bergakad. zu Berlin für 1880, I, 1881, p. 60-105, pl. II, III); W. Frantzen, *Die Störungen in der Umgebung des Grossen Dollmars bei Meiningen* (Ibid., p. 106-136, pl. IV, V). [Voir aussi H. Bücking, *Gebirgsstörungen südwestlich vom Thüringer Wald und ihre Beziehungen zu den Eisenerz-*

Ces travaux ont trait surtout à la région située entre Schmalkalden et Meiningen, sur le bord du massif archéen du Thüringerwald, limité lui aussi par une faille. Les auteurs ont le grand mérite d'étudier en détail les mouvements de chaque voussoir. On peut constater qu'une partie des failles est accompagnée d'un froissement ou d'un traînage de couches, tandis que dans d'autres cas on n'observe pas ces phénomènes. La chute en gradins, quoique constituant d'une manière indiscutable la règle générale, est interrompue par quelques cassures le long desquelles ce n'est pas la lèvre méridionale mais la lèvre septentrionale qui est abaissée, d'où résultent des *fosses*, ou bandes de terrain effondrées entre deux failles. Le long de la faille décrite avec le plus de détails par Bücking, entre Möckers et Benshausen, c'est dans la moitié nord-ouest la lèvre septentrionale qui est abaissée, avec une dénivellation de 370 à 450 mètres, tandis que vers le sud-est se trouve une courte interruption, en relation avec une cassure transversale, et qu'ensuite c'est la lèvre méridionale qui est abaissée.

Ici, il existe donc au milieu du trajet de la faille une sorte de point neutre, des deux côtés duquel le mouvement s'est produit en sens inverse; c'est le même phénomène que nous avons signalé le long de la ligne de la Sevier, dans l'Utah (p. 169). Ces exemples démontrent la passivité du voussoir qui s'affaisse.

Plus au sud les faits sont beaucoup plus simples; Gümbel a reconnu que, sur le bord externe du Neuwald et du Fichtelgebirge, les couches mésozoïques sont toujours redressées et quelquefois même renversées, tandis qu'à une faible distance des terrains anciens les couches sont peu inclinées. En même temps, on observe sur une grande longueur quatre lignes de dislocation à peu près parallèles au bord du massif, qui cheminent l'une à côté de l'autre à des intervalles presque égaux de 8 kilomètres et peuvent être suivies vers le sud-est jusqu'au centre du Jura franconien et même en partie jusqu'à la vallée du Danube.

Ces quatre fractures principales sont bien accompagnées de décrochements, de relèvements, d'écrasements, mais jamais de plis-

lagerstätten des Stahlberges und der Mommel (Ibid., 1882, III, 1883, p. 33-43, pl. I); H. Proescholdt, *Die Marisfelder Mulde und der Feldstein bei Themar* (Ibid., p. 190-218, pl. IX, X); H. Bücking, *Gebirgsstörungen südwestlich vom Thüringer Wald* (Ibid., 1884, V, 1885, p. 546-555, pl. XXX; 1886, VII, 1887, p. 40-43). Pour les failles situées au nord et au nord-ouest du Thüringerwald, voir F. Moesta, *Das Liasvorkommen bei Eichenberg in Hessen in Beziehung auf allgemeine Verhältnisse des Gebirgsbaues im Nordwesten des Thüringer Waldes* (Ibid., 1883, IV, 1884, p. 57-80, pl. VII-X); J. G. Bornemann, *Von Eisenach nach Thal und Wutha* (Ibid., p. 383-409, pl. XXII-XXVII).]

sements. Gümbel fait ressortir que le fait qu'elles sont parallèles entre elles et avec le bord du massif ancien parle en faveur de leur origine commune. Il désigne ces failles par des noms spéciaux et les figure sur les feuilles de la carte géologique de Bavière depuis Cobourg jusqu'au delà de Thurnau[1].

Quittons maintenant le bord hercynien avec ses dislocations dirigées N.W.-S.E., et cheminons vers le nord, en traversant la région triasique; après avoir rencontré, près de Kissingen, une intersection de failles importantes orientées N.W.-S.E., avec d'autres orientées N.E.-S.W.[2], dirigeons-nous vers l'Odenwald.

Ici, comme à l'est et à l'ouest du massif de la Bohême, se montre de nouveau une ceinture de Rothliegendes redressé, entourant le noyau archéen; les lambeaux isolés de Carbonifère que nous avions là-bas ont été jusqu'à présent cherchés en vain ici. Dans la région secondaire avoisinante, on rencontre également des failles parallèles analogues, dont Benecke et Cohen ont donné en 1881 un aperçu, pour ce qui concerne la bordure méridionale de l'Odenwald[3].

D'après ces données, il y a lieu de distinguer trois systèmes de failles, premièrement celles qui ont une direction N.N.E.-S.S.W. et se trouvent dans le voisinage de la vallée du Rhin, deuxièmement celles qui sont dirigées N.E.-S.W. et qui correspondent au bord interne de l'Odenwald, enfin, un groupe accessoire de failles dirigées N.W.-S.E., qui coupe le deuxième groupe à angle droit.

Le premier groupe a déterminé l'affaissement de la vallée du Rhin; on l'observe principalement sur le bord est des Vosges, du Hardtwald et sans doute aussi du Taunus, ainsi que sur le bord occidental de la Forêt-Noire et de l'Odenwald; il comprend les *failles de la vallée du Rhin*. Le deuxième groupe correspond à l'encadrement de la grande aire affaissée de Souabe et de Fran-

1. Gümbel, *Geogn. Beschreibung Baierns*, II, p. 592. Ce sont les failles de Culmbach, de Weismain, de Lichtenfels et de Staffelstein. L'auteur promet des descriptions bien plus détaillées de ces remarquables dislocations. [Voir *Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb* (*Franken Jura*), *Geogn. Beschreibung des Königreichs Bayern*, IV, in-8°, Kassel, 1891, p. 610-640 : Uebersicht der Verwerfungen im nördlichen Bayern, von Dr. Thürach und Dr. von Ammon; en particulier les coupes de la p. 617.]

2. Gümbel, *Geologische Rundschau von Kissingen* (extrait de l'ouvrage de Sotier, *Bad Kissingen*, p. 13-16).

3. E. W. Benecke und E. Cohen, *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg*, in-8°, 1881, en particulier p. 595 et suiv.

conie; nous considérons les cassures du troisième groupe comme les failles radiales de ce système.

Au sud de Heidelberg, où les terrains archéens de l'Odenwald ne sont plus visibles et où le Trias atteint le bord de la vallée du Rhin, les failles de l'Odenwald, qui constituent le deuxième groupe, rencontrent les failles du Rhin, et là se trouve le lambeau jurassique affaissé de Langenbrücken, dont tous les traits essentiels ont été bien saisis par Deffner et Fraas dès 1859[1].

En ce point et sur le bord même de la vallée du Rhin, une faille de l'Odenwald, avec lèvre nord affaissée, est coupée par une faille du Rhin. Dans l'angle aigu formé par les deux failles, la dénivellation va en augmentant vers le point d'intersection et un lambeau de terrain jurassique en forme de coin se trouve ainsi préservé de la destruction, en pleine région triasique, constituant un des témoins assez fréquents de l'ancienne extension bien plus considérable du Jurassique.

Mais, de même que dans le lambeau affaissé de Langenbrücken, c'est la lèvre de faille la plus rapprochée de l'Odenwald, c'est-à-dire la lèvre nord-ouest, qui est descendue, le long de la ligne de Hilsbach, décrite par Benecke et Cohen. Les deux failles les mieux connues du versant sud-est de l'Odenwald ont leur lèvre septentrionale abaissée, contrairement à ce qui a lieu pour la grande majorité des autres failles du champ d'affaissement de Franconie et de Souabe.

Les choses se passent autrement dans la Forêt-Noire, où Fraas a fait les observations les plus topiques et les plus exactes le long des lignes de chemin de fer. La ligne de Zuffenhausen, près Stuttgart, à Calw présente une différence de niveau entre les différents termes du Trias qui atteint 350 à 450 mètres et qui n'est pas déterminée par les conditions primitives du dépôt, mais par huit grandes failles et de nombreuses autres cassures de moindre importance, divisant les couches en compartiments dont le bord oriental est toujours abaissé par rapport au bord occidental, situé plus près de la Forêt-Noire, toutefois sans que le pendage des couches soit nécessairement partout dirigé vers l'est : « *La configuration actuelle du pays*, dit Fraas, *apparaît donc comme le résultat d'affaissements en*

1. G. Deffner und O. Fraas, *Die Juraversenkung bei Langenbrücken* (N. Jahrb. f. Min., 1859, p. 1-38, carte géol., pl. IV). D'après les indications précises de Benecke et Cohen, les failles du Rhin et de l'Odenwald sont distinctes en ce point; Knop et Jordan ont admis que la faille de la vallée du Rhin qui atteint Langenbrücken en venant du sud se continue par la faille de l'Odenwald : *Das rhein.-schwäb. Erdbeben vom 24. Januar* 1880 (Verhandl. des naturwiss. Vereins zu Karlsruhe, 1880).

gradins, qui se sont produits entre la Forêt-Noire et le Neckar. Par suite des affaissements, l'entablement de couches se brisa en mille pièces, qui s'inclinèrent simplement dans le sens où se trouvait la moindre résistance[1]. »

Ici encore, il existe des cassures transversales perpendiculaires aux cassures longitudinales. Leurs directions respectives se modifient lorsqu'on se dirige de la Forêt-Noire vers Stuttgart. Dans la Forêt-Noire proprement dite les deux directions sont *hora* 1 et 7, tandis qu'à Stuttgart, grâce à la déviation graduelle, elles sont déjà *hora* 3 et 9, c'est-à-dire que la direction des grandes failles principales est N.-S. dans la Forêt-Noire, que cette direction passe vers Stuttgart à la direction N.E.-S.W. et que, en même temps, la direction des failles transversales passe de E.-W. à N.W.-S.E.

La ligne Rottweil-Villingen montre de même l'abaissement des couches par gradins, au nombre de sept au moins; les terrains récents sont affaissés par rapport aux terrains anciens et *il ne peut plus être question*, pour citer encore le même observateur, *de l'adossement des terrains sédimentaires de la Souabe contre la Forêt-Noire*[2].

Le même système de failles fait le tour de la Forêt-Noire; les sondages ayant pour but la recherche des dépôts houillers ont démontré son existence; à Zeiningen encore, non loin de Rheinfelden, une faille dirigée E.S.E.-W.N.W. en rencontre une autre dirigée N.E.-S.W.[3]. Le Jura tabulaire est donc, lui aussi, morcelé et affaissé, comme si le Jura plissé avait été refoulé du sud vers le nord sur un plateau en voie d'effondrement (p. 146, fig. 19).

Sur tout le pourtour du plateau franconien et souabe, sur le bord de la Forêt-Noire et de l'Odenwald comme vis-à-vis, sur le bord du Thüringerwald et du Bairischer Wald, les compartiments de terrains mésozoïques se détachent des massifs anciens le long de failles plus ou moins parallèles au bord de ces massifs, et coupées fréquemment à angle droit par des failles transversales. Si l'on se dirige vers le centre de la région, on rencontre également

1. O. Fraas, *Geol. Profil der Schwarzwaldbahn von Zuffenhausen nach Calw* (Württemberg. Jahreshefte, XXXII, 1876, p. 128).

2. O. Fraas, *Vorlage der Eisenbahnprofile Bietigheim-Bruchsal und Rothweil-Villingen* (Ibid., XXVIII, 1872, p. 66).

3. A. R. Ausfeld, *Geologische Skizze der Gegend von Rheinfelden* (Mittheil. Aargauer Naturf. Ges., III, 1882, p. 83-102); F. Mühlberg, coupe d'ensemble des sondages (Ibid., planche).

des indices nombreux et indiscutables de l'affaissement. Quelques-uns des fascicules de texte qui accompagnent la carte géologique détaillée du Württemberg contiennent une véritable mine d'observations de même ordre, qui pourront fournir la base première d'une étude du réseau de failles embrassant toute la région de l'aire d'affaissement. O. Fraas a publié en 1882 un aperçu des plus importantes lignes de dislocation[1]. Mais on ne saurait trop admirer la justesse de vues avec laquelle C. Deffner, l'un des collaborateurs de cette carte détaillée, reconnaissait, il y a plus de trente ans, contrairement à beaucoup d'éminentes autorités, la nature de ces failles et l'importance des phénomènes d'affaissement. Il publiait même une carte de ces fractures pour toute la région effondrée sur le moyen Neckar, au sud de Stuttgart, et distinguait des fractures périphériques et radiales, précisément sous ces mêmes noms ; il signalait de plus la courbure en arc de cercle des lignes périphériques et le passage de leur direction N.-S. à une direction presque W.-E. ; enfin, il exprimait d'une manière très catégorique l'idée que les roches éruptives récentes qui accompagnent çà et là ces fractures et ces affaissements ne sont pas la cause mais le résultat des cassures de l'écorce terrestre, dues elles-mêmes à d'autres causes. Deffner s'est même demandé déjà, dans ce travail remarquable, s'il n'existait pas une corrélation entre ces affaissements si étendus et l'origine des Alpes, « si un mouvement du noyau liquide de la terre vers la ligne de soulèvement de la chaîne centrale des Alpes n'aurait pas eu pour effet, jusqu'à une certaine distance, un affaissement de la région limitrophe périphérique[2]. »

O. Fraas insiste lui aussi sur le parallélisme entre la faille du Danube et le bord alpin. « En même temps, dit-il, que le pli des Alpes s'éleva, la région tabulaire du Jura se rompit dans le même sens[3]. »

Les contours de la région affaissée se dessinent vers le nord en

1. O. Fraas, *Geognostische Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohenzollern*, in-8°, 1882, p. xx-xxvi. C. Regelmann a réuni une série d'observations intéressantes dans : *Trigonometrische Höhenbestimmungen etc.* (Württemb. Jahrb. für Statistik, etc., V, 1877). « Les pendages divisent la masse de l'Alb en trois zones parallèles à la direction des couches : une zone externe septentrionale presque horizontale, une zone moyenne à faible inclinaison et une zone externe méridionale à plongement très accentué » (Ibid., p. 137).

2. C. Deffner, *Die Lagerungsverhältnisse zwischen Schönbuch und Schurwald* (Württemb. Jahreshefte, XVII, 1861, p. 170-262, pl. IV-V, en particulier p. 256 et suiv.); voir aussi, au sujet de la même région, Fraas, *Begleitworte zum Atlasblatt Stuttgart*, 1865; H. Bach, *Atlasblatt Böblingen*, 1868; Deffner, *Atlasblatt Kirchheim*, 1872, etc.

3. O. Fraas, *Geognostische Beschreibung von Württemberg*, p. xix.

forme de coin; les fractures périphériques se poursuivent sur de grandes longueurs et sont rectilignes; elles se coupent au nord à angle aigu, autant qu'on en peut juger d'après les travaux existants, tandis que vers le centre elles paraissent se rejoindre en arcs de cercle; mais je ne saurais dire si finalement elles se rapprochent de la faille du Danube. Au nord de cette dernière apparaît une autre forme d'affaissements, les effondrements circulaires. Le plus petit d'entre eux, si toutefois il rentre dans cette catégorie, se trouve à Steinheim, non loin de Heidenheim; son diamètre atteint à peine 1 kilomètre, et il est rempli par des formations d'eau douce tertiaires. Le cirque du Ries, au milieu duquel se trouve la ville de Nördlingen, et le cirque du Höhgau sont, par contre, parfaitement typiques.

D. — RIES ET HÖHGAU

Parmi les travaux qui ont trait à la structure du cirque du Ries, il suffit de citer ceux de Deffner et Fraas pour la partie württembergeoise, et ceux de Gümbel pour la partie bavaroise[1].

Le Ries est très instructif au point de vue de l'étude des champs d'affaissement dans les Alpes, et c'est pourquoi j'en parlerai un peu plus longuement. Si je suis en mesure de le faire, c'est grâce à mon infatigable maître et ami, Oscar Fraas, qui a eu la bonté de me conduire aux points les plus intéressants, en me donnant les explications nécessaires.

Vu d'une hauteur, par exemple du sommet de l'Ipf, près de Bopfingen, le Ries ressemble à une grande assiette très aplatie. C'est une plaine circulaire de 12 à 15 kilomètres de diamètre, dont les eaux se déversent vers le sud, avec une faible pente, par un véritable défilé. Deux chaînes de collines peu élevées traversent la

1. G. Deffner und O. Fraas, *Begleitworte zur geognostischen Specialkarte von Württemberg, Atlasblätter Bopfingen und Ellenberg*, in-4°, 1877; voir en outre Fraas, *Geognostische Beschreibung von Württemberg*, p. XXXI et 161; pour les phénomènes volcaniques dans leurs rapports avec la structure, voir surtout Gümbel, *Ueber den Riesvulcan und über vulcanische Erscheinungen im Rieskessel* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. München, I, 1870, p. 153-200); G. Deffner, *Die Granite in den vulcanischen Tuffen der Schwäbischen Alb* (Württemb. Jahreshefte, XXIX, 1873, p. 121 et suiv., etc.). Von Dechen considère lui aussi le cirque du Ries comme un effondrement et assimile les terrains anciens du Ries à une partie d'une ancienne terre émergée (*Ueber auffallende Lagerungsverhältnisse*, Verhandl. Naturhist. Vereins Rheinl. Westph., Sitzungsber., XXXVII, 1880, p. 37). En ce qui concerne les chevauchements, voir surtout G. Deffner, *Der Buchberg bei Bopfingen* (Württemb. Jahreshefte, XXVI, 1870, p. 95-142, 3 pl.). [Voir aussi Gümbel, *Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura); Geogn. Beschreibung des Königreichs Bayern*, IV, in-8°, 1891, p. 197-236; *Geognostische Karte des K. Bayern*, Bl. Nördlingen (XVI) und Ansbach (XVII), 1886].

plaine, en divergeant à partir du sud, la plus occidentale allant vers le Wallerstein, en passant par Nördlingen, la plus orientale allant vers le Wenneberg, en passant par le Spitzberg.

Chacune de ces chaînes se compose de deux parties différentes, un soubassement ancien et un revêtement plus récent. Le soubassement ancien est constitué en majeure partie par des roches archéennes décomposées, par du granite ou par une roche fibreuse à hornblende, que l'on a déterminée souvent comme de la diorite. De place en place, on voit aussi s'intercaler, au milieu de ces débris de terrains archéens, des lambeaux de Marnes irisées rouges ou bleues, de Lias inférieur, d'argiles à *Amaltheus margaritatus*, ou de diverses assises du Jurassique moyen. Au Wenneberg apparaît également un petit dyke d'une roche éruptive récente. Ce sont les sommets visibles des lambeaux affaissés dont les restes sont recouverts par la plaine.

Le revêtement des collines est constitué, d'une part, par des formations lacustres tertiaires qui peuvent être ou des calcaires à littorinelles, ou des brèches à ciment de calcaire lacustre; d'autre part, dans les points les plus typiques, par des travertins déposés par des sources gazeuses au milieu du lac tertiaire. Ce sont ces dépôts de sources qui forment la montagne escarpée si curieuse du Wallerstein, qui, reposant sur une large croupe granitique, ne représente plus aujourd'hui qu'un fragment d'une grande masse en dôme, qui n'était sans doute pas sans présenter, de même que le Spitzberg et d'autres sommets du Ries, une certaine ressemblance avec les dépôts en forme de cloche, auxquels de nos jours le Pyramid Lake, dans le Nevada occidental, doit son nom[1].

Fraas a découvert dans ces dépôts de sources des richesses inespérées, des ossements, des plumes et des œufs d'oiseaux, et des restes de petits mammifères. Il a pu démontrer que le lieu où ces dépôts se sont formés était l'endroit où de nombreux pélicans et des canards construisaient leurs nids, au milieu du lac tertiaire.

En dehors de ces deux chaînes de collines, les voussoirs effondrés sont cachés sous la plaine. Çà et là, on rencontre des lambeaux de tufs volcaniques, mais le sol est constitué à peu près partout par des couches tertiaires à lignites, et par du lehm, dont

1. Clarence King, *Rep. U. S. Geol. Explor. of the 40th Parallel*, I, 1878, p. 515, pl. XXIII. La « grossière surface bothryoïde, qui semble constituée par des masses énormes analogues à des champignons se recouvrant comme les tuiles d'un toit », est parfaitement conforme aux dépôts du Wallerstein.

l'épaisseur dépasse par places 200 pieds, ainsi que le montrent des sondages qui n'ont pas atteint leur limite inférieure.

Sur le pourtour de la plaine, nous éprouvons des difficultés considérables à établir la limite tectonique de l'effondrement. Jusqu'à une certaine distance du bord du cirque, tous les terrains sont éboulés et morcelés. Sur de grandes surfaces, le bord du Ries est en outre caché par des travertins ou par une brèche d'âge tertiaire. Tantôt c'est le granite qui apparaît sur le bord, tantôt ce sont les calcaires du Jurassique supérieur, dont les couches sont redressées ou éboulées et sont souvent à tel point morcelées par la pression qu'un léger choc suffit à réduire le calcaire en innombrables fragments anguleux.

C'est dans plusieurs *fossés*, dans les masses disloquées de la bordure et en dehors de la plaine du Ries, que se trouvent les plus remarquables centres éruptifs de cette région. J'ai appris à les connaître au Heerhof, au sud de Kirchheim, et dans l'ancienne Bürg (carrière du Chapitre), à l'ouest d'Edernheim.

Au Heerhof, on voit au milieu des montagnes jurassiques un monticule large et arrondi, qui se compose de cendres et de lapilli grossièrement stratifiés. Le pendage différent, dans deux carrières voisines, permet de fixer d'une manière précise le lieu de l'éruption. On n'observe ni dykes ni coulées, mais les cendres renferment de nombreux morceaux de scories en forme d'oreille, ou enroulées en spirale, quelquefois se terminant par derrière par une longue queue, comme une comète. Ce sont d'anciennes gouttes de lave projetées avec un mouvement giratoire, puis aplaties dans leur chute et solidifiées. Elles ne laissent aucun doute sur la proximité immédiate de la cheminée.

Il y a des bolides analogues à l'ancienne Bürg; de nombreux fragments de roches archéennes gisent dans la cendre, et un gros bloc de brèche jurassique s'y trouve enfoncé.

Gümbel concluait, il y a longtemps déjà, de la présence de bombes isolées dans le Ries, à l'existence, dans la région, de véritables centres éruptifs. C'est précisément l'absence de dykes et de coulées qui rappelle les bouches d'éruption temporaires des Champs Phlégréens, du Monte Nuovo et d'autres montagnes analogues qui, formées par une éruption unique, ne sont pas devenues des centres éruptifs permanents.

Il est difficile de savoir si le cirque du Ries doit être envisagé comme un effondrement circulaire indépendant, ainsi que pourraient le faire supposer les contours arrondis de la plaine; ou si

l'affaissement s'est produit entre de longues fractures rectilignes, s'étendant au delà de la région du Ries. Deffner et Fraas ont reconnu dans les terrains morcelés du pourtour une série de fractures rectilignes qu'ils ont désignées sous les noms d'axe de Sigart-Hürnheim, d'axe de Zipplingen, etc. Ils ont distingué, en outre, un certain nombre de petites *sporades de dislocation* (Umwälzungssporaden) isolées, parmi lesquelles la plus remarquable est la petite aire effondrée de Herdtfeldhausen.

La cassure autonome la plus importante est certainement la ligne Sigart-Hürnheim, connue aussi sous le nom de ligne d'Utzmemmingen. Elle a une direction N. W.-S. E., et se rapproche du bord sud-ouest de la région du Ries jusqu'à lui être presque tangente; elle est accompagnée de petites cassures parallèles. Sur le bord sud-ouest du Ries, on peut même voir une succession de couches allant de la base du Jurassique moyen jusqu'au Jurassique supérieur, qui se répète quatre fois, par suite de failles, et qui présente un pendage constant vers le S.S.W. c'est-à-dire une inclinaison dirigée du cirque du Ries vers la ligne de fracture d'Utzmemmingen.

Ces faits militent en faveur de la deuxième interprétation, confirmée du reste par les faits suivants : les petites dimensions de certains lambeaux affaissés, tels que celui de Herdtfeldhausen; la forme circulaire du petit effondrement de Steinheim; le morcellement extrême du calcaire jurassique sur le pourtour du Ries; puis, l'existence d'autres aires affaissées, à dénivellation moins accentuée d'ailleurs, dans le voisinage du Ries, comme celle de Neresheim, celle qui est située entre Ellenberg et Bopfingen et surtout celles des environs d'Urach, qui sont accompagnées de pointements volcaniques. On doit admettre que des lambeaux triangulaires ou en forme de trapèze, résultant de l'intersection de plusieurs failles, ont eu leurs angles coupés par des affaissements ultérieurs, de telle sorte que le triangle se transforme en hexagone, le quadrilatère en octogone, jusqu'à ce que, par suite de nouvelles cassures, le nombre des côtés du polygone allant en augmentant d'une manière plus ou moins régulière, soit atteinte la forme circulaire de la partie intérieure de l'aire affaissée, entourée d'une bordure de terrains morcelés.

Des effondrements distincts, grands ou petits, plus ou moins profonds, accompagnés ou non d'éruptions volcaniques peuvent avoir pris naissance de cette manière. Les effondrements ont été suivis, comme dans tant de régions affaissées, par un autre phé-

nomène, sans doute bien postérieur; je veux parler du chevauchement de certains lambeaux par d'autres. Fraas a signalé un de ces chevauchements sur une surface polie et striée de Jura Blanc γ [Séquanien], près du tunnel de Lauchheim, à l'ouest du Ries. Plus tard Deffner a démontré le chevauchement d'une grande masse de Dogger avec un peu de Malm plus près encore du Ries, au Buchberg, près de Bopfingen. La surface de chevauchement est constituée ici par le Malm; la direction du mouvement était E. N. E., et il a pu être établi que les grains de quartz qui raclent la surface ne proviennent pas du Dogger chevauché, mais bien d'une formation arénacée probablement plus récente que le Tertiaire. —

Loin du Ries, près du bord sud-ouest du Jura Souabe, faisant face déjà aux hautes chaînes de la Suisse, se trouve l'aire d'effondrement du Höhgau. De grandes masses volcaniques s'élèvent dans le centre et les cônes de cendres de ces volcans ont peut-être recouvert jadis toute la surface affaissée. La forme des contours se rapproche plutôt d'un quadrilatère que d'un cercle, et la plus grande dimension atteint environ 18 kilomètres. L'aire d'effondrement n'est pas fermée, elle est ouverte au sud vers le lac de Constance. Des tourbières limitent très exactement le bord interne de la cassure sur de grandes étendues. Au centre de l'affaissement se dresse un groupe de collines reliées les unes aux autres et composées de Mollasse d'eau douce, de tuf volcanique et de matériaux erratiques. Les cimes volcaniques s'élèvent au milieu de ces dépôts[1].

Les éruptions occidentales, dont fait partie le Hohenstoffel, sont basaltiques, les sommets de l'est, le Hohentwiel, le Hohenkrähen, le Mägdeberg, sont phonolitiques. Fraas a émis l'opinion que des masses aussi escarpées que le Twiel ont dû se consolider sous un manteau de cendres. En effet, cette montagne porte encore, en particulier sur son versant ouest, des restes importants de ce manteau. La parfaite conservation des contours des plus délicates lamelles hexagonales de mica montre que les cendres n'ont pas été remaniées par les eaux depuis qu'elles ont été accumulées.

Je considère le panorama du Hohentwiel comme un des paysages les plus instructifs que j'aie jamais rencontrés, au point de vue des relations réciproques existant entre des systèmes orogéniques différents. La montagne est entourée de trois côtés par

1. O. Fraas, *Geognostische Special-Karte von Württemberg, Bl. Hohentwiel*, avec notice, 1879. [Voir aussi Schalch, *Das Gebiet nördlich vom Rhein (Kanton Schaffhausen, Höhgau und Schienerberg)*, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, 19. Lief. In-4°, Bern, 1883.]

le terrain jurassique, et seuls ses acolytes volcaniques empêchent de suivre les bords de l'effondrement. Vers le sud, des pays de plaines s'étendent à de grandes distances; on reconnaît sur les rives de l'Untersee les collines de Mollasse d'eau douce d'Oeningen, qui ont reçu des pluies de cendres du Höhgau pendant qu'y vivait la riche flore, si bien connue grâce aux efforts d'Oswald Heer. Et au delà de l'Untersee, derrière la sombre silhouette de la ville de Constance et la surface miroitante du lac, s'échafaudent les grands plis du Sentis, semblables à un flot montant de l'écorce terrestre en mouvement[1].

E. — LES HORSTS

Nous traversons la Forêt-Noire et nous arrivons à la vallée du Rhin. Là Élie de Beaumont a démontré, il y a bien des années, l'existence de nombreuses failles, plus ou moins parallèles et dirigées N.N.E.-S.S.W. et divisant les deux versants des Vosges et de la Forêt-Noire tournés vers le Rhin en bandes longitudinales. D'après Élie de Beaumont, toute la région fut d'abord soulevée en voûte, le soulèvement affectant les deux massifs des Vosges et de la Forêt-Noire; puis se produisit un effondrement de la partie correspondant à la vallée du Rhin actuelle, avec chute en gradins dans cette direction. Comme sur les parties élevées des Vosges on ne rencontre que du Grès Vosgien, comme le Grès Bigarré ne se trouve que dans les gradins inférieurs du bord du massif et comme, par suite de la position inclinée des bandes affaissées, le Grès Bigarré paraît s'appuyer en discordance contre le Grès Vosgien, Élie de Beaumont en concluait que le Grès Vosgien avait été émergé et que le Grès Bigarré s'était déposé au pied de la chaîne de montagnes ainsi formée[2].

Bleicher a rectifié cette erreur dès 1870[3]. Il explique le fait que le Grès Vosgien n'est que rarement recouvert par le Grès Bigarré, par la dénudation très profonde qui a enlevé les couches les plus récentes; il affirme en outre que le Grès Vosgien a été recouvert autrefois non seulement par le Grès Bigarré, mais encore

[1. Voir l'esquisse de A. Heim, *Compte rendu de la 6e réunion annuelle de la Société géologique Suisse*, 1887, pl. III, p. 78.]

2. Élie de Beaumont, *Explication de la Carte géologique de la France*, I, 1841, p. 267-437.

3. G. Bleicher, *Essai de géologie comparée des Pyrénées, du Plateau Central et des Vosges;* thèse présentée à la Faculté des Sciences de Strasbourg, in-8°, Colmar, 1870, p. 71 et suiv.

par tout le Trias et le Jurassique, qui s'étendaient depuis la Lorraine, par-dessus toute la région, jusque dans le Württemberg.

Une vive discussion[1] s'est engagée au sujet des vues d'Élie de Beaumont; la discordance entre le Grès Vosgien et le Grès Bigarré a trouvé jusque dans ces derniers temps des défenseurs, en particulier dans le grand-duché de Bade, mais il me semble qu'après l'exposé des faits donné par Benecke, la question est résolue contre Élie de Beaumont[2]. Le grand savant français n'en conserve pas moins le mérite d'avoir fixé la position des plus importantes cassures et d'avoir le premier reconnu les traits fondamentaux de la structure si particulière de la vallée du Rhin.

Si nous traversons les Vosges, nous trouverons, non seulement sur leur versant occidental, mais encore sur une grande partie du pourtour du Plateau Central de la France, et en particulier autour de son éperon nord-est, le Morvan, de nombreuses failles analogues à celles que nous venons de décrire dans la Bavière et dans le

[1. Lepsius, Bleicher, Laspeyres, Engelhardt se sont vu attribuer successivement le mérite d'avoir les premiers établi l'âge post-jurassique des grandes failles de la vallée du Rhin. Le passage suivant, tiré du compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Strasbourg, démontrera qu'Omalius d'Halloy avait eu l'idée, dès 1834, que la séparation des Vosges et de la Forêt-Noire s'était opérée entre le dépôt des terrains jurassiques et celui des terrains tertiaires :

« Je crois donc que les soulèvements indiqués ci-dessus n'ont produit que de petites îles basses, autour desquelles se sera déposé le grès vosgien, et ensuite les divers dépôts keuprique, liasique et jurassique qui recouvrent la Lorraine et la Souabe, et dont vous avez vu quelques lambeaux sur le versant occidental des Vosges.

« Je pense également qu'après cette déposition, c'est-à-dire entre ladite période et la période tertiaire, il s'est opéré une grande fracture qui a séparé les massifs des Vosges de celui du Schwarzwald » (Bull. Soc. Géol. de Fr., 1re sér., VI, p. 51).

Le lecteur trouvera dans l'*Annuaire géologique universel* (t. IV, p. 543-550) un résumé, par le traducteur du présent chapitre, des discussions relatives à l'origine des Vosges et de la Forêt-Noire qui se sont produites postérieurement à la publication de l'édition originale de l'*Antlitz der Erde*. Voir aussi E. Schumacher, *Die Bildung und der Aufbau des oberrheinischen Tieflandes* (Mittheil. d. Commission f. die geol. Landes-Untersuchung v. Elsass-Lothringen, II, 1890. p. 184-401, pl. VI-VIII); A. Leppla, *Ueber den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westriches* (Jahrb. d. k. Preuss. geol. Landes-Anstalt für 1892, XIII, p. 22-90, pl. IV, V, 1893); C. Lent, *Der westliche Schwarzwaldrand zwischen Staufen und Badenweiler*, in-8°, 90 p., 1 carte et 4 pl. (Mittheil. der grossh. bad. geol. Landesanstalt, II, 1892); Fr. Graeff, *Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges* (Ibid., p. 403-496); L. van Werveke, *Vergleich der tektonischen Verhältnisse der Vogesen mit denen des Harzes* (Mittheil. Geol. Landesanst. Elsass-Lothr. IV, 1894, p. 143-147); et les cartes à 1:25.000. publiées par les Services géologiques de l'Alsace-Lorraine, du Grand-Duché de Bade et de la Hesse.]

2. E. W. Benecke, *Ueber die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg* (Abhandl. zur Geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen, I, 1877, p. 794 et suiv.); et *Abriss der Geotogie von Elsass-Lothringen*, in-8°, Strasbourg, 1878, p. 110 et suiv. Sandberger et Platz peuvent être considérés comme des représentants de l'opinion d'Élie de Beaumont Lepsius et Laspeyres comme des défenseurs de l'opinion opposée.

Württemberg. Les travaux récents des auteurs français en contiennent de nombreux exemples[1]. Il n'y a donc pas à douter que, sur tout le pourtour du Bairischer Wald, du Thüringerwald, de la Forêt-Noire, des Vosges et de la majeure partie du Plateau Central, de grandes plaques de terrains mésozoïques se soient affaissées et que *ces massifs s'élèvent au milieu des parties affaissées sous forme de horsts*, constituant autant de fragments d'anciennes chaînes plissées, dans lesquels, souvent, les directions des couches ne coïncident pas avec les contours, et dont les roches archéennes ne sont visibles que grâce aux dénudations ultérieures. On doit se figurer que, du Plateau Central au Böhmerwald, s'étendait un soubassement commun et continu de formations paléozoïques et archéennes, sur lequel se déposèrent les sédiments des mers triasiques et jurassiques, tandis que les rivages de ces mers ne nous ont été conservés nulle part, dans cette vaste région. Nous ne savons pas si les mers triasiques et jurassiques ont recouvert une grande partie ou seulement une faible surface des deux principaux plateaux, celui de Bohême et celui de la France centrale, mais on ne peut constater nulle part d'interruption dans la continuité des mers, dans tout l'intervalle entre ces deux massifs. Le soubassement commun, avec sa couverture mésozoïque, s'est affaissé en partie, et les horsts, qui sont restés en place entre les différentes aires d'affaissement, ne doivent pas leur altitude actuelle à un soulèvement propre, mais bien à un affaissement général de tout leur pourtour. Il faudrait rétablir par la pensée sur les Vosges, la Forêt-Noire et leurs prolongements vers le nord toute l'épaisseur des couches triasiques et jurassiques, pour se rendre compte de la quantité dont les parties affaissées sont descendues et de l'importance des dénudations ultérieures.

Il ne peut subsister le moindre doute au sujet de l'importante dénudation qu'a dû subir tout le massif de Bohême avant le dépôt des terrains houillers; une seconde dénudation s'est produite avant le dépôt du Rothliegendes; enfin, un nouvel arasement marque le début de l'étage cénomanien. Des phénomènes analogues ont dû se passer sur le Plateau Central de la France, ainsi que sur le grand massif qui occupe une partie de la péninsule ibérique et que nous étudierons plus loin sous le nom de Meseta ibérique. Les relations de ces événements dans le temps sont encore mal définies, mais

[1. Voir les feuilles d'Avallon, Nevers, Château-Chinon, Autun, Chalon-s.-S., Charolles, Mâcon, et Bourg de la *Carte géologique détaillée de la France* à 1 : 80.000. et les feuilles VIII N. E. et IX N. O. de la *Carte géologique de France* à 1 : 500.000. de Carez et Vasseur.]

nous saisissons les premières lignes de leur continuité dans l'espace. Déjà l'on recherche dans les lambeaux houillers de Ronchamp, sur le bord méridional des Vosges, la continuation des affleurements du Morvan. *Tandis que les plateaux de terrains secondaires s'affaissent, les horsts nous révèlent une ancienne Europe.*

Il faut renoncer décidément à la notion d'après laquelle les bords de ces horsts devraient être considérés comme les anciens rivages de l'époque secondaire ; c'est ce qui ressort très nettement de la répartition de quelques étages comme le Muschelkalk, qui entoure de toutes parts les massifs rhénans, pour se terminer dans le bassin de Paris. Mais il serait également erroné d'admettre que des fractures périphériques continues limitent partout les massifs : des cassures de diverses catégories, dans bien des cas de vraies cassures radiales, passent des plateaux affaissés de couches secondaires dans les massifs anciens de gneiss et de granite, où elles sont ordinairement jalonnées par des filons de quartz ou de barytine.

Les contours des horsts sont eux-mêmes influencés par ces cassures. La manière dont, d'après les travaux de Grebe, les lambeaux secondaires s'affaissent, dans un réseau de failles dirigées tantôt N.E.-S.W., tantôt N.N.E.-S.S.W., sur les deux versants du Hochwald, près de Trèves, de façon à faire pénétrer le Hochwald comme un éperon dans le bassin de Paris, nous montre nettement combien il est difficile d'établir une règle fixe quant au mode de délimitation des aires d'affaissement[1].

Les failles qui, d'après Michel Lévy et Vélain, entourent en tangentes le Morvan septentrional et occidental, et déterminent une chute en escalier des terrains stratifiés, sont souvent accompagnées de filons de quartz, quelquefois aussi de calcédoine rouge, de fluorine et de barytine. Sur les hauteurs du Morvan, des lambeaux de Lias sont pincés dans les failles[2].

1. H. Grebe, *Ueber das Ober-Rothliegende, die Trias, etc., in der Trierschen Gegend* (Jarhrb. k. preuss. Geol. Landesanstalt f. 1881, II, p. 471 et suiv., pl. XII, 1882). [Pour la continuation de ces accidents vers le sud, voir surtout L. van Werveke, *Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte der südlichen Hälfte des Grossherzogthums Luxemburg*, 1887, p. 6-12, pl. II.] Pour leur prolongement vers Metz, voir G. Steinmann, *Geologischer Führer der Umgegend von Metz* (Jahresber. des Vereines f. Erdkunde zu Metz, IV, 1882, p. 10) ; voir aussi les remarques fort justes de Benecke, Neues Jahrb. f. Min., 1880, I, p. 222.

2. Michel-Lévy et Ch. Vélain, *Sur les failles du revers occidental du Morvan* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., V, 1877, p. 350-365). Les failles du bord oriental du Morvan paraissent pénétrer assez loin vers l'intérieur ; elles sont injectées de basalte près d'Alligny, au sud de Saulieu (*ibid.*, p. 562 et suiv.) ; Élie de Beaumont, *Explication de la Carte géologique*, II, p. 207, 273, etc. ; voir aussi Gruner, *Essai sur une classification des principaux filons du Plateau Central de la France* (Ann. de la Soc. imp. des Sc. de Lyon, 2e sér., VIII, 1856, p. 202 et suiv.).

D'une manière générale, les régions du pourtour du Plateau Central de la France présentent, plus nettement encore que les massifs de l'Allemagne du Sud, les caractères propres aux régions affaissées et dénudées[1].

Élie de Beaumont avait déjà reconnu, dans les Vosges, les relations entre les failles, les filons métallifères et les dykes de quartz qui, avec une épaisseur souvent considérable, s'élèvent quelquefois à plusieurs centaines de pieds au-dessus de leur pourtour[2]. Nous citerons seulement, à côté des filons qui traversent le granite parallèlement aux failles de la vallée du Rhin, le grand filon de quartz du Val d'Ajol, dans le sud-ouest de la chaîne, qui présente une direction E. 35° N., et dans le voisinage duquel se trouvent les sources thermales de Plombières. Les conduites des sources traversent des filons contenant du quartz, de la fluorine, de la barytine et des sulfures; les sources elles-mêmes ont déposé de la fluorine dans les constructions romaines, comme l'ont démontré les recherches magistrales de Daubrée[3].

Sur le bord occidental de la grande aire d'affaissement de Franconie et de Souabe, les filons analogues ne manquent pas; ils ont ici le plus souvent la direction des cassures radiales.

Je citerai d'abord le filon de barytine de Schriesheim, décrit par Benecke et Cohen, qui a une direction E.S.E.-W.N.W[4].

Dans la grande bande de Grès Bigarré qui passe au sud de Pforzheim, en se dirigeant vers la vallée du Rhin, on rencontre de nom-

1. A Thiviers, dans la Dordogne, sur le bord sud-ouest du Plateau Central, le long d'une grande faille de la bordure, les bélemnites du Bajocien sont transformées en barytine; Harlé, *Note sur la formation jurassique et la position des dépôts manganésifères dans la Dordogne* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., XXII, 1864, p. 33 et suiv.); sur le bord sud-est, dans les Coirons, les terrains faillés étaient déjà entièrement nivelés quand ils ont été recouverts par le basalte (Torcapel, *ibid.*, 3e sér., X, 1882, p. 409, 412).

2. Élie de Beaumont, *Explication de la Carte géologique*, II, p. 417 et suiv.

3. Daubrée, *Mémoire sur la relation des sources thermales de Plombières avec les filons métallifères* (Ann. des Mines, 5e sér., XIII, 1858, p. 227-256, pl. V); rappelons aussi les sources de Kreuznach et de Dürckheim a. d. Hardt, qui se trouvent sur les failles du Rhin; les plus anciens dépôts des sources se composent ici aussi de quartz; Laspeyres, *Kreuznach und Dürckheim a. d. Hardt* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XIX, 1867, p. 803-922, pl. XII; et XX, 1868, p. 153-204, surtout p. 188, 198, 199); de même sur le bord occidental de la Forêt-Noire, le filon de Haus-Baden se trouve le long d'une faille de la vallée du Rhin, tout près de la source thermale de Badenweiler; Sandberger, *Geol. Beschreibung der Umgegend von Badenweiler* (Beitr. inn. Stat., VII, 1858, p. 14, 15); Daub, en 1851, cherchait déjà à démontrer qu'il existe une corrélation entre les filons et filonnets analogues sur toute la longueur de la Forêt-Noire, et il insistait dès cette époque sur leur parallélisme avec les failles décrites par Élie de Beaumont dans les Vosges; Daub, *Die Feldsteinporphyre und die Erzgänge des Münsterthales bei Staufen* (Neues Jahrb. f. Min., 1851, p. 1-23).

4. E. W. Benecke und E. Cohen, *Umgegend von Heidelberg*, p. 178 et suiv.

breux filons dirigés S.E.-N.W.; plus au sud, on retrouve la même direction dans les filons de Neu-Bulach; ils sont surtout remplis de barytine, et ils se continuent par les failles du Trias et en particulier par la faille du Hochsträss, décrite par Bach[1], qui a également une direction S.E.-N.W. et qui se relie au réseau des fractures du Trias de Souabe.

Plus au sud, ces relations sont encore bien plus remarquables.

Près de Freudenstadt, sur territoire württembergeois, un lambeau important de Muschelkalk s'enfonce dans le Grès Bigarré, limité, comme le montrent les travaux de Paulus, par deux failles parallèles, distantes environ de 8 kilomètres et dirigées N.W.-S.E. Ici nous nous trouvons déjà tout à fait dans la région des cassures radiales de Deffner. Les deux failles sont jalonnées par des filons de barytine, qui passent en profondeur à des filons de quartz et contiennent du cuivre et un peu de galène. Entre les deux filons principaux se trouve un groupe de filons de moindre importance, également parallèles et remplis de barytine[2].

Ces filons, qui correspondent, comme on le voit, à des cassures dans les terrains triasiques de la Souabe, ne constituent qu'une partie d'un groupe très étendu de filons, qui ont leur plus grande extension du côté de Rippoldsau et de Wittichen, dans la vallée de la Kinzig, et qui démontrent que les failles qui ont affecté le Trias pénètrent profondément dans le noyau archéen de la Forêt-Noire. Ces relations ont été reconnues par tous les observateurs, en particulier par F. Sandberger, qui a étudié en grands détails les filons de la vallée de la Kinzig[3]. —

Sur les pentes du Bairischer Wald, ces phénomènes sont bien plus grandioses et présentent de remarquables modifications. Mais, pour faire mieux comprendre la structure du bord de ce massif, il

1. H. Bach, *Begleitworte zur Geognostischen Specialkarte von Württemberg, Atlasblatt Calw*, 1869, p. 18.

2. E. Paulus, *Begleitworte zur Geognostischen Specialkarte von Württemberg, Atlasblatt Freudenstadt*, in-4°, 1866, p. 13.

3. Sandberger, *Geol. Beschreibung der Umgebungen der Renchbäder* (Beitr. zur Statistik der inn. Verwaltung des Grossherzogthums Baden, Heft XVI, 1863); Vogelgesang, *Geogn. bergmänn. Beschreibung des Kinzigthaler Bergbaues* (ibid., Heft XXI, in-4°, 1865); voir surtout F. Sandberger, *Untersuchungen über die Erzgänge von Wittichen im bad. Schwarzwalde* (Neues Jahrb. f. Min., 1868, p. 388). Sandberger, dans sa monographie du filon principal de Schapbach (*Untersuchungen über Erzgänge,* I, 1882, p. 45), si instructive au point de vue du mode de remplissage de ces filons, mentionne un galet de Grès Vosgien, ce qui montre que dès avant le dépôt de ce terrain des filons de barytine étaient déjà formés dans cette région; néanmoins, il ne laisse persister aucun doute dans l'esprit du lecteur sur l'âge plus récent des filons décrits, qui envoient souvent des ramifications de quartz ou de barytine dans le Grès Bigarré ou dans le Grès Rouge.

nous faut dire d'abord quelques mots d'une région analogue, l'Écosse septentrionale.

Les âpres montagnes de ce pays sont constituées par des terrains archéens et siluriens, formant de nombreux plis parallèles, et par le Vieux Grès Rouge. Il y a longtemps que l'on connaissait des lambeaux jurassiques isolés, tels que le fragment de Brora, riche en charbon, mais ce n'est que dans ces derniers temps que Judd a montré que tout le pays, dont la surface est aujourd'hui si accidentée, était recouvert autrefois par une couverture de Trias et de Jurassique et de dépôts du Crétacé moyen et supérieur. Les témoins peu étendus de ce revêtement ont été conservés jusqu'à nos jours, surtout dans l'ouest, sous les restes de coulées de laves tertiaires et aussi à la faveur des grandes failles qui ont déterminé l'allure des côtes dans les comtés de Sutherland et de Ross, où le terrain s'est effondré sous le Dornoch Firth et le Moray Firth. Une bordure étroite et très discontinue de dépôts triasiques et jurassiques est visible le long de ces failles, sur le littoral même. Dans le Sutherland la faille prend, sur une certaine longueur, les caractères d'une faille en escalier; une bande de Dévonien moyen apparaît sur le gradin supérieur, une bande d'Oolithe sur le gradin inférieur. Au-dessus de ces gradins affleure le granite. En arrière, tout le haut pays est constitué par le Silurien inférieur et par le Vieux Grès Rouge, tandis que, sous les eaux peu profondes de la mer, les dépôts secondaires s'étendent peut-être sur de grandes surfaces. La cassure qui limite le Moray Firth à l'ouest est probablement la continuation de la grande dislocation qui traverse tout le pays d'une mer à l'autre, le long du Canal Calédonien[1].

Ici le massif ancien se comporte également comme un horst, sur les bords dentelés duquel se trouvent affaissés les terrains secondaires.

Au pied des Vosges on retrouve également, quoique sur une plus petite échelle, des contours en zigzag, déterminés par la pénétration, dans la vallée, des failles du Rhin. Si, de nos jours, la Bavière orientale et en particulier le bassin de la Naab étaient recouverts par la mer, le massif de la Bohême présenterait vers l'ouest des contours ressemblant dans leurs grands traits à ceux du nord-est de l'Écosse. Les baies de Weiden et de Schwandorf correspondraient au Dornoch Firth et au Moray Firth, et de même que la

1. J. W. Judd, *The Secondary Rocks of Scotland* (Quart. Journ. Geol. Soc., 1873, 1874, 1878); uttoursr 183 7,p131 .l. Ipv13 ,-4I.oa i. V]Voirussi ArchGeikie, *Geological Map of Scotland*, Edinburgh, 1892.]

grande fracture du Canal Calédonien peut être reconnue sur la côte ouest du Moray Firth jusque près de Tarbet Ness, on pourrait voir la continuation d'une faille longue d'un grand nombre de lieues, celle qui correspond à la ligne du Pfahl, sortir du massif archéen et former la limite nord de la baie de Schwandorf jusqu'aux environs d'Amberg[1].

Le massif archéen est plissé dans sa partie septentrionale et en particulier dans le Fichtelgebirge, comme le montrent les travaux importants de Gümbel; les plis sont dirigés S.W.-N.E., de sorte que cette région constitue le prolongement de l'Erzgebirge. Dans le sud, par contre, les couches plongent uniformément vers le N.E., d'où il résulte que c'est sur le Danube et le long de la cassure à l'est d'Amberg qu'affleurent les terrains les plus anciens. Dans cette région apparaissent plusieurs gigantesques traînées de quartz, que je considère comme les plus grandes dislocations linéaires qui soient connues sur notre continent.

Trois de ces traînées présentent une importance particulière :

La première a été décrite par Reuss et Jokely. Elle commence dans le nord-ouest de la Bohême, au nord-ouest d'Asch, se dirige vers le S.E., en traversant les micaschistes, les gneiss et les granites de l'Erzgebirge, coupant par conséquent les plus importantes bandes de terrains de la chaîne; elle traverse ensuite l'étroite bande de gneiss qui accompagne le pied méridional de l'Erzgebirge, près de Seeberg, disparaît sous la couverture tertiaire de la petite dépression de Franzensbad et d'Eger, et reparaît ensuite immédiatement dans le petit massif granitique de Sandau, où l'on peut la suivre jusqu'au sud de Königswart. L'éloignement des deux extrémités est d'environ 40 kilomètres[2].

Cette traînée de quartz qui, d'après la manière dont elle coupe l'Erzgebirge, représente certainement un filon, n'est pas, il est vrai, rigoureusement rectiligne, mais elle s'éloigne si peu de la ligne droite que les relations des deux parties séparées par le petit bassin tertiaire sont faciles à reconnaître. A son extrémité méridionale on trouve des traces de dislocations ultérieures, comme Hochstetter l'a montré dans ses études sur le Böhmerwald. Cette terminaison

[1. Voir R. Lepsius, *Geologische Karte des Deutschen Reichs*, feuille 24.]

2. A. E. Reuss, *Die geognostischen Verhältnisse des Egerer Bezirkes und des Ascher Gebietes in Böhmen* (Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., I, 1852, p. 30-32); J. Jokély, *Zur Kenntniss der geol. Beschaffenheit des Egererkreises in Böhmen* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., VII, 1856, p. 527, 528). Ces grands dykes de quartz sont également figurés sur la carte géologique de l'Autriche de F. von Hauer.

méridionale du premier filon de quartz est accompagnée au sud-ouest de filons de moindre importance, et, plus loin encore dans la même direction, apparaît près de Hals, au nord-ouest de Tachau, comme si la première traînée avait subi un décrochement, la deuxième traînée de quartz, que Hochstetter a suivie le premier et qu'il a désignée sous le nom de *Pfahl de Bohême*[1].

Cette traînée, dont la continuité primitive avec celle d'Asch est très probable, se dirige en moyenne vers le S. S. E. A l'origine elle s'infléchit sensiblement vers l'E., puis retourne à sa direction normale et traverse la frontière de Bavière dans les environs de Fürth; sur le versant occidental du Hohe Bogen on voit quelques filons plus petits qui marquent son extrémité méridionale[2].

L'éloignement des deux extrémités de cette traînée est d'environ 55 kilomètres. Sa puissance est par places de 30 mètres, en d'autres points elle paraît atteindre 70 à 100 mètres. Le quartz marque sur une très grande longueur la limite entre le gneiss et l'amphibolite; c'est sans doute en raison de ce fait et de l'épaisseur très considérable du filon qu'il a tout d'abord été considéré comme une couche; mais, abstraction faite de ce que, en certains points où le contour de l'amphibolite présente une échancrure, le quartz ne suit pas cette échancrure, vers le sud il s'éloigne de ce contour et pénètre tout à fait dans la zone amphibolique. Il constitue donc bien réellement un filon, tout comme la traînée septentrionale qui traverse l'Erzgebirge, et le fait qu'il forme, sur une grande longeur, la limite entre deux roches différentes, indique seulement la grande importance des dislocations et des dénudations ultérieures.

La troisième traînée de quartz, le *Pfahl* (vallum), est de toutes la plus importante. Wineberger en a étudié une partie, et nous en devons une description détaillée à Gümbel[3].

Le Pfahl, ou, comme nous l'appellerons pour le distinguer du Pfahl de Bohême, le *grand Pfahl*, s'écarte moins de la ligne droite que les autres traînées. Sa direction est N. 58° W.; son épaisseur est variable, elle paraît atteindre, au moins dans la plus grande partie de la moitié septentrionale, une moyenne de 70 à

1. F. von Hochstetter, *Geognostische Studien aus den Böhmerwalde*, IV (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., VI, 1855, p. 767-774, et dessin schématique, p. 762).

2. Gümbel, *Geognostische Karte des Königreiches Baiern, Bl.* IX, *Cham.*

3. L. Wineberger, *Geognostische Beschreibung des Bairischen und Neuburger Waldes*, in-8°, Passau, 1851; Gümbel, *Geognostische Beschreibung des Königr. Baiern*, II, p. 372 et suiv., 497, 508, et ailleurs. [Voir aussi J. Lehmann, *Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine*, etc. In-4°, Bonn, 1884, p. 178-190 et atlas, pl. XVIII, XXV-XXVIII.]

115 mètres. Il commence au Kolmberg, au sud-est d'Amberg; marque à partir de là, sur une longueur d'environ 44 kilomètres, la limite du granite et des terrains secondaires, Trias et Jurassique moyen, pénètre ensuite tout à fait, à l'ouest de Cham, dans la région archéenne, et se continue en ligne droite vers le S. E., en passant par Viechtach, Grafenau et Freyung, jusqu'à la frontière autrichienne. Depuis ce point jusqu'au Kolmberg sa longueur totale est d'un peu plus de 150 kilomètres. Mais il est probable que la dislocation se continue encore plus loin vers le sud-est, comme semblent l'indiquer la répartition des terrains dans la Haute-Autriche et la direction conforme du cours supérieur de la Mühl. Vers le nord-ouest une dislocation des couches secondaires, correspondant à un filon de minerai de fer que Gümbel attribue à l'horizon le plus inférieur du Crétacé de la région, continue, bien au delà d'Amberg, la direction du grand Pfahl.

Le Pfahl, lui aussi, a été considéré comme une couche. Gümbel a énuméré toutefois tous les arguments que l'on peut faire valoir contre cette manière de voir et en particulier les deux suivants : la direction rectiligne qu'il présente sur une longueur très considérable et qu'aucune formation sédimentaire, surtout dans les terrains archéens, ne possède en aucun point de l'Europe; puis, la répétition de certaines directions dominantes des couches au nord et au sud du Pfahl, qui n'amènent pas de déviation de cet accident[1]. Si, en outre, on considère que vers le nord-ouest une ligne de dislocation continue visiblement la direction du Pfahl ; qu'entre Kötzing et Bodenmais il est accompagné, sur une longueur de 8 kilomètres à 8 kilomètres et demi, par une traînée parallèle; que la faille du Danube, qui limite au sud le massif, lui est également parallèle et qu'aujourd'hui personne ne doute plus que les grandes traînées de quartz de Bohême ne soient des filons, on voit qu'il est nécessaire de considérer également le grand Pfahl comme le remplissage d'une grande fente de dislocation.

A côté des grands dykes, il existe beaucoup de filons de quartz d'importance secondaire, comme par exemple dans le granite de Tirschenreuth. Des filons de barytine et de galène apparaissent également dans la région des cassures mésozoïques.

La pénétration oblique des grandes failles du massif archéen dans les plateaux secondaires est caractéristique du bord bavarois et détermine les grands éperons des contours, qui rappellent ceux

1. Gümbel, Ouvr. cité, p. 377

de la côte orientale d'Écosse. Le contraste avec le bord oriental du massif de la Bohême est frappant, car ce bord forme, comme nous l'avons vu, entre Brünn et le Danube, un abrupt bien délimité, qui continue la faille-limite des Sudètes.

F. — LE JURASSIQUE DU TYPE DES SUDÈTES

Sur le bord du massif de la Bohême que longe le Danube, en aval de Ratisbonne, on observe des phénomènes très remarquables. Le Rothliegendes, qui, comme nous l'avons vu, accompagne régulièrement la bordure cristalline, apparaît pour la dernière fois à Donaustauf. Il n'est pas connu sur tout le bord méridional du massif de la Bohême et ne reparaît qu'à Zöbing, au nord de Krems, sur le bord oriental du massif de la Bohême. Le gneiss traverse le Danube et disparaît peu à peu, dans les environs d'Engelhardtszell, dans la Haute-Autriche, sous une couverture de terrains tertiaires.

Déjà au nord-ouest, on constate en Franconie que différents termes du Trias et du Lias diminuent d'épaisseur et finissent par disparaître. Au delà de Ratisbonne et le long du Danube jusqu'à Passau, on constate un fait que l'on n'observe en aucun autre point de la région : des lambeaux de Jurassique supérieur viennent s'appuyer immédiatement sur le versant du massif archéen tourné vers la plaine, comme par exemple aux environs de Straubing, de Hofkirchen et, avec une extension plus considérable, au sud du Danube, près d'Ortenburg, et plus près encore de Passau, où toutefois un manteau de terrains tertiaires ne laisse percer que des lambeaux isolés. Le Crétacé moyen et supérieur accompagne le Jurassique sur tout ce parcours.

Examinons d'abord l'allure des couches. Sur le cours inférieur du Regen, le Jurassique, un peu de Lias et de Keuper s'appuient en couches fortement redressées contre le granite; au sud de Regenstauf ces terrains sont renversés et plongent sous le granite. Le dernier lambeau qui communique encore directement avec la masse principale du Jura de Franconie atteint le Danube entre Ratisbonne et le Walhalla, en s'adossant en couches redressées contre le granite. Les contours du massif granitique forment ici presque un angle droit, et le Rothliegendes apparaît pour la dernière fois à Donaustauf.

Les lambeaux isolés de terrain jurassique, qui sont encore accompagnés de Keuper à Straubing, ont subi de grandes dislocations ; près de Voglarn, non loin d'Ortenburg, on remarque même,

comme je l'ai dit plus haut, un pli synclinal s'enfonçant sous le gneiss. Sous les couches jurassiques renversées on rencontre encore le Crétacé, qui a également pris part à ce mouvement extraordinaire (p. 179) [1].

En même temps, et à mesure que l'on se rapproche de Ratisbonne, la composition de la série jurassique subit de grandes modifications : le Lias disparaît ; les étages moyen et supérieur du Jura brun se réunissent en un banc unique, qui contient, comme à Cracovie, des espèces ordinairement séparées, et de nombreuses formes communes au Jurassique de Cracovie font leur apparition. Les modifications du Jurassique supérieur sont tout aussi frappantes ; les vues émises par F. Roemer et par Neumayr, il y a un certain nombre d'années, ont été entièrement confirmées par les travaux de von Ammon et d'Uhlig : les dépôts jurassiques des environs de Passau sont identiques avec ceux des environs de Brünn et de la région de Cracovie, et devaient autrefois s'y relier directement [2].

La zone de terrains jurassiques et crétacés appuyés contre le massif ancien s'arrête à Passau, mais bien plus au sud-sud-ouest, à l'endroit même où une ligne passant par Passau et Salzbourg couperait le bord externe des Alpes, on rencontre sur le *Trumsee*, près de Mattsee, de singuliers affleurements. Des grès verts, riches en nummulites, continuation des dépôts du Kressenberg, constituent une bande extérieure et forment le Wartberg, petite montagne qui s'avance dans le lac en promontoire abrupt. Tout près du bord du lac on connaît deux lambeaux très peu étendus de Craie à *Belemnitella mucronata* et, sur la rive opposée, s'élève dans la plaine, au

1. J. G. Egger, *Der Jurakalk bei Ortenburg* (Extr. du 1. Jahresber. des naturhist. Vereines in Passau für 1857, p. 6 et suiv.); Gümbel, *Geognostische Beschreibung des Königr. Baiern*, II, p. 695; L. von Ammon, *Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau* (Abhandl. des zool.-mineral. Vereins in Regensburg. X, 1875, p. 94-97).

2. F. Roemer, *Geologie Oberschlesiens*, p. 276; M. Neumayr. *Die Cephalopodenfauna der Oolithe von Balin bei Krakau* (Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst., V, 1871, p. 50, 51); Ammon, Mém. cité, particulièrement p. 151; V. Uhlig, *Die Jurabildungen in der Umgebung von Brünn* (dans Mojsisovics und Neumayr, Beitr. zur Paläont. Oesterr.-Ung., I, 1881, p. 141-145). Sur la nature des dépôts crétacés, voir Carl Gerster, *Die Plänerbildungen um Ortenburg bei Passau* (Nova Acta Acad. Leop.-Carol., XLII, 1881, p. 57, 58). Ces dépôts correspondent au Pläner de Hundorf et de Strehlen, aux marnes à baculites et aux couches de Kieslingswalda; c'est pourquoi l'on doit admettre la possibilité d'une communication avec les mers de l'Allemagne du Nord par la Silésie. De plus, la formation crétacée de Siegsdorf, près de Traunstein, se rapproche bien davantage par ses caractères des gisements de Lemberg et de l'Allemagne du Nord que de ceux de Bohême et de Saxe.

sud du village de Fruham, un petit monticule de calcaire blanc, peut-être jurassique[1].

Sur une grande distance on ne rencontre plus, en longeant le bord du massif de Bohême, de lambeaux analogues. Ce n'est qu'au delà du Danube que l'on retrouve des affleurements semblables, tout près du bord externe des Alpes. A *Leitzersdorf*, au nord de Stockerau, on a rencontré, immédiatement en avant des couches redressées du calcaire alpin à orbitoïdes, des argiles bleues dont la riche faune de foraminifères est identique, d'après F. Karrer, avec celle du Sénonien de Westphalie, avec celle de la Craie à *Belemnitella mucronata* de Lemberg et avec celle des argiles à baculites de Bohême[2]. Non loin de là se dresse, au milieu des marnes et des schistes de la zone du Flysch, riches en blocs exotiques, une masse de calcaire clair qui est peut-être d'âge jurassique. Une surface de décrochement, verticale et polie, orientée N.W.-S.E., limite cette masse vers le sud.

Alors commence, un peu en avant de la bordure externe de la zone affaissée du Flysch, une longue série de hauteurs jurassiques, orientées N. N. E., qui surgissent de la plaine et vont se rattacher aux collines également jurassiques de Polau, près Nikolsburg, en passant par Ernstbrunn, Staats et Falkenstein. On y retrouve les couches de Nattheim, dans le Württemberg, avec leurs caractères particuliers, puis des calcaires tithoniques clairs. L'étude de cette zone n'est pas encore achevée.

Enfin nous atteignons les lambeaux jurassiques qui reposent, à *Olomutschan*, près de Brünn, tantôt sur la syénite, tantôt sur des calcaires du Dévonien moyen. La disposition des couches montre que la grande faille de Brünn et la bande de syénite existaient déjà vers le milieu de l'époque jurassique. « Les couches jurassiques de Brünn, dit Uhlig à la fin de l'étude monographique qu'il en a donnée, ont la plus grande analogie avec les dépôts jurassiques de la Basse-Bavière d'une part, de la Silésie et de la Pologne, de l'autre, et doivent être considérées comme le dernier témoin, épargné par les dénudations, de formations littorales autrefois très étendues, qui démontrent l'ancienne communication des deux

1. On n'y a pas encore trouvé de fossiles jurassiques; la localité est indiquée dans F. von Hauer, *Ueber die Eocängebilde im Erzherzogthum Oesterreich, etc.* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., IX, 1858, p. 119); elle a été étudiée dans ces derniers temps par Frauscher. La présence de bélemnitelles dans le lac est connue depuis longtemps.

2. F. Karrer, *Ueber ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitzersdorf bei Stockerau* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XX, 1870, p. 157-184, 2 pl.).

régions au moyen d'un bras de mer contournant le bord méridional du massif de la Bohême[1]. »

Loin de ce point remarquable, on rencontre, le long de la grande fracture du Riesengebirge et de l'Isergebirge, jusqu'en Saxe, une bande de dépôts jurassiques, dont nous avons déjà fait mention et qui plonge par places sous le granite, comme entre Ratisbonne et Passau, accompagnée également de Craie moyenne et supérieure. G. Bruder a montré que le calcaire jurassique de Sternberg près Zeidler, qui appartient à cette bande, comprend les zones à *Peltoceras bimammatum* et à *Oppelia tenuilobata*, et qu'il possède des caractères qui font rentrer également ces affleurements dans la région polonaise, morave et de la Basse-Bavière [2].

Ce fait démontre tout d'abord, étant donné que des termes plus anciens du Jurassique reposent horizontalement à Brünn sur le Dévonien et la syénite, que, dans la Bohême septentrionale, le long de la fracture qui passe au pied de l'Isergebirge, il y a eu des mouvements postérieurs à ceux qui se sont produits sur la faille de Brünn. De plus, ces calcaires jurassiques de la Bohême et de la Saxe ne doivent pas être considérés comme des dépôts formés dans un fjord long et étroit, ce que démontre déjà leur composition ; ce sont des témoins d'une transgression très étendue, épargnés d'une destruction totale par les dénudations ultérieures, grâce à leur situation particulière.

On voit donc que le terrain jurassique, qui disparaît sous les Carpathes à Kurdwanow, non loin de Cracovie, reparaît avec des caractères analogues au sud du point de contact de Weisskirchen (fig. 43, p. 242), sans être jamais accompagné de Lias, et presque toujours associé au Crétacé moyen et supérieur. Partout manquent les argiles à *Waldheimia impressa;* la zone à *Peltoceras bimammatum* se présente toujours avec une épaisseur considérable.

Nous reconnaissons ainsi l'existence d'une région jurassique caractérisée par de nombreux traits particuliers, communs aux différents affleurements, qui s'étend, sans se ressentir de la poussée en avant des Carpathes, de Czenstochau à Kurdwánow, de là à Brünn, puis du nord-est de la Bohême jusque vers Meissen en Saxe et le long du Danube jusque vers Ratisbonne.

1. Uhlig, Mém. cité, p. 145.
2. G. Bruder, *Zur Kenntniss der Jura-Ablagerungen von Sternberg bei Zeidler in Böhmen* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXXIII, Abth. 1, 1881, p. 47-49, 2 pl.).

G. — RELATIONS DU SYSTÈME ALPIN AVEC L'AVANT-PAYS SEPTENTRIONAL

La Plate-forme Russe se poursuit avec des caractères constants depuis les régions du Nord jusque dans le voisinage du bord externe des Carpathes orientales, sous lesquelles elle paraît plonger. Les diverses zones des Sudètes, qui se succèdent de l'ouest à l'est, atteignent, à l'ouest, le bord même des Carpathes occidentales; les terrains jurassiques, plus résistants que d'autres, apparaissent encore à 2 kilomètres du bord plissé de la zone miocène. Le Crétacé, le Jurassique, le Trias, le Carbonifère paraissent plonger successivement sous les Carpathes; mais les terrains qui, dans les Sudètes, jouent de nos jours un rôle orographique, le Culm et le Dévonien, sont en contact à Weisskirchen avec le bord des Carpathes, venant buter comme contre un obstacle. Ces parties résistantes des Sudètes s'étendent au sud du point de contact jusqu'à la faille de Brünn; mais il existe plus au sud, en Moravie, quelques indices assez nets de la réapparition de la zone jurassique disparue.

A l'ouest de St.-Pölten, au point où les Alpes se rapprochent le plus de la grande masse archéenne et où commence la déviation vers l'arc des Carpathes, le massif cristallin est à nu et on ne connaît même pas les lambeaux permiens qui accompagnent d'ordinaire le bord effondré. On rencontre ensuite, de Passau vers Donaustauf, une zone de dépôts jurassiques qui est encore caractérisée par quelques-unes des particularités remarquables propres au type des Sudètes et qui est accompagnée de lambeaux de Crétacé du type septentrional, et en particulier sans doute du type bohémien. Le bord du massif ancien est refoulé sur ces lambeaux et la cassure aussi bien que le chevauchement sont postérieurs au Crétacé moyen.

La grande région triasique et jurassique qui s'étend du Fichtelgebirge et du Bairischer Wald jusqu'à la Forêt-Noire et à l'Odenwald s'est affaissée en compartiments grands et petits et disparaît enfin complètement en profondeur le long de la faille du Danube. Le long de cette cassure principale se produisent encore quelques effondrements circulaires, tels que le Ries et le Höhgau. Les montagnes qui entourent la région affaissée à l'est et à l'ouest surgissent comme des môles ou comme des horsts. Quelques fractures pénètrent de la région affaissée dans les terrains anciens des horsts.

où elles ne se traduisent souvent que par la présence de grands dykes de quartz.

Les cassures de la région affaissée contournent la Forêt-Noire méridionale et pénètrent dans le Jura tabulaire, et l'on peut bien considérer le refoulement du premier pli de la chaîne du Jura (coupe du Bötzberg, fig. 19, p. 146; Habsbourg, fig. 20, p. 147), comme un indice du chevauchement de l'un des termes du système alpin sur l'avant-pays.

Les résultats suivants ressortent de ce qui précède. A l'est de l'extrémité méridionale du massif de la Bohême, l'arc carpathique du système alpin paraît être refoulé sur deux autres régions montagneuses, sur les zones mésozoïques des Sudètes et sur la Plate-forme Russe. De même, au sud de la Forêt-Noire, le Jura plissé est poussé sur le Jura tabulaire faillé. Entre les deux régions, toutefois, entre la Forêt-Noire et Ratisbonne, où l'on pourrait s'attendre à un refoulement sur la région affaissée de Franconie et de Souabe, toute la partie de cette région qui faisait face aux Alpes s'est effondrée le long de la grande cassure du Danube et a été soustraite complètement à l'observation; elle est recouverte par la plaine. Il est possible, il est vrai, que cette fracture soit due précisément à l'avancée des Alpes. Mais l'affaissement général de la région triasique et jurassique en Franconie et en Souabe est indépendant des Alpes, ce qui résulte déjà du fait que le même affaissement se reproduit du côté du bassin de Paris.

Dans tout l'avant-pays, on peut constater l'existence d'anciens plissements; il s'est produit aussi depuis la période secondaire quelques refoulements, quelques chevauchements, comme au Buchberg près de Bopfingen, ou près de Voglarn, ou au pied de l'Isergebirge, mais on n'observe rien qui soit comparable, même de loin, aux grands mouvements tangentiels du bord alpin. La décomposition des efforts est donc manifeste dans cette région.

Rappelons seulement l'opinion de Gosselet relative aux relations entre le bassin houiller franco-belge et les mouvements qui se sont produits le long de la faille du Midi (p. 183), d'une part, et le *Vorland* de cette région, de l'autre. Rappelons-nous aussi que, d'après l'opinion de Gilbert, la cause des mouvements est *superficielle* dans les Appalaches plissées, tandis qu'elle se trouverait *en profondeur* dans les Basin Ranges affaissées (p. 140).

J'ai fait remarquer plus haut que l'effondrement des Alpes près de Vienne et les grands effondrements du bord oriental, depuis Graz jusqu'au Bachergebirge, datent de la même époque de

l'ère tertiaire, de l'étage des lignites de Pitten et d'Eibiswald à *Mastodon angustidens,* autant qu'on peut en juger d'après la nature des dépôts tertiaires qui ont pénétré dans les champs de fractures et qui s'appuient en discordance contre les failles (p. 175). Cet étage est exactement synchronique avec la Mollasse d'eau douce d'Oeningen, dans laquelle on trouve les cendres des volcans du Höhgau. C'est, en particulier, la même faune terrestre qui a été rencontrée à Pitten et à Oeningen et que l'on a appelée aussi la faune de Sansan. La faune terrestre du calcaire d'eau douce de Steinheim et les oiseaux des travertins du Ries appartiennent également à cette faune de Sansan, comme le montrent les travaux de Fraas.

Les effondrements intra-alpins et extra-alpins sont donc sensiblement du même âge, et il est possible qu'ils doivent leur origine à des événements tout à fait contemporains.

Il y a des raisons de croire toutefois que le bord externe des effondrements est plus ancien. On rencontre différents niveaux du premier étage méditerranéen sur le bord externe du massif de Bohême, depuis Retz, par Eggenburg et Horn, où ils ont subi des dislocations ultérieures, puis en nombreux lambeaux isolés à Wiedenfeld près de Krems, à Melk, Wallsee, Linz, Ortenburg près de Passau, etc., jusque vers la faille du Danube, par rapport à laquelle ils paraissent occuper une situation analogue, autant que je puis en juger. Ces dépôts sont plus anciens que la faune terrestre d'Oeningen, de Steinheim et d'Eibiswald; ils paraissent pénétrer tout aussi peu dans les régions effondrées situées en dehors des Alpes que dans les effondrements alpins.

CHAPITRE II

LES LIGNES DIRECTRICES DU SYSTÈME ALPIN[1]

Bordure septentrionale des Alpes et des Carpathes; chevauchements locaux du bord externe. — A. Inflexion de l'extrémité des Carpathes; inflexion du chaînon de la Transylvanie occidentale. — B. Inflexion de l'extrémité de l'Apennin; la Sicile. — C. Chaîne du Nord de l'Afrique. — D. La Cordillère bétique; Gibraltar. — E. Disposition tournante des lignes directrices.

Les Alpes et les Carpathes sont bordées au nord par une suite de massifs montagneux aux formes variées; la diversité de leurs contours contraste avec la simplicité[2] remarquable d'une vaste courbe[3], faiblement ondulée, qui marque, plus au sud, le bord septentrional de la chaîne alpine et de ses dépendances. Cette ligne peut être suivie sans difficultés, même dans les régions telles que la Basse-Autriche et la Moravie, où des portions de la bordure externe se sont abîmées dans la profondeur.

En face de l'extrémité méridionale de la Forêt-Noire, les plis jurassiens chevauchent de leur bord renversé une région de plateaux jurassiques connue sous le nom de « Tafeljura » et qui a subi ici un affaissement notable[4].

En d'autres points de cette bordure, et quelle que soit la nature

[1. Traduit par W. Kilian.]

[2. Sur l'unité de la chaîne alpine, voir M. Bertrand, *La Chaîne des Alpes et la formation du continent européen* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XV, 1888, p. 129).]

[3. C. Diener a montré que cette courbe était formée d'éléments divers, de zones distinctes, *se relayant* pour constituer aux Alpes une bordure dont l'unité ne saurait être niée, au point de vue de la tectonique générale (*Dèr Gebirgsbau der Westalpen*, 1891, p. 180).]

[4. Les travaux récents ont fait ressortir l'étendue et l'importance de ces recouvrements dans le Jura oriental (environs de Bâle et Argovie), en même temps qu'ils ont montré l'influence qu'ont eue sur les dislocations de la chaîne jurassienne les accidents préexistants du *Vorland*, les failles de la vallée du Rhin par exemple; cette action s'est fait sentir jusque dans le Jura franc-comtois (voir F. Mühlberg, *Exkursion im nœrdl. Jura* (Eclogae geol. helv., III, 1893, p. 413, carte, pl. XI); Steinmann, *Bemerkungen*

de l'avant-pays[1], les choses se passent plus simplement. C'est ainsi qu'à l'intérieur du Jura, dans toute la région marginale externe des Alpes et dans les Carpathes, c'est seulement par la présence d'un ou de plusieurs plis dans les dépôts miocènes que se manifeste l'effort orogénique alpin. Il est superflu de rappeler ici l'anticlinal de la Mollasse suisse (fig. 45)[2], mais il est intéressant de constater que de récents travaux de mines ont permis de suivre encore plus à l'est les plissements mollassiques, si difficiles à constater dans les dépôts miocènes tendres et facilement délitables du bord externe de la chaîne alpine. La coupe transversale de la vallée de la Leitzach fait voir en effet, d'après Gümbel, deux ou trois plis des couches lignitifères tertiaires,

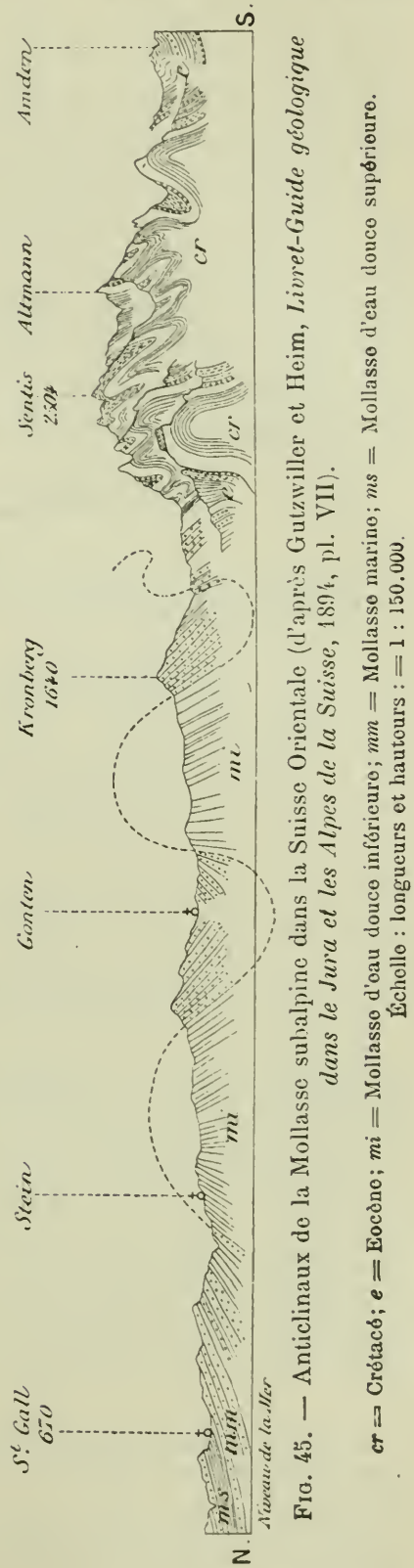


FIG. 45. — Anticlinaux de la Mollasse subalpine dans la Suisse Orientale (d'après Gutzwiller et Heim, *Livret-Guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse*, 1894, pl. VII).

cr = Crétacé; *e* = Eocène; *mi* = Mollasse d'eau douce inférieure; *mm* = Mollasse marine; *ms* = Mollasse d'eau douce supérieure.

Échelle : longueurs et hauteurs : = 1 : 150.000.

über die tektonischen Beziehungen der oberrheinischen Tiefebene zu dem nordschweizerischen Kettenjura (Berichte der Naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. B., VI, 1892, p. 150-159); E. Haug, article *Jura* du *Dictionnaire géographique de la France* de P. Joanne, in-4°, III, 1894, p. 2001 et suiv.). Pour le Jura franc-comtois : Jourdy, *Orographie du Jura dôlois* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., XXIX, p. 337 et suiv.); W. Kilian, *Les Collines préjurassiennes et le Jura du Doubs* (Annales de Géogr., III, 1894, p. 319-345, carte); *Livret-Guide* du Congrès géologique de Zurich, 1894, cliché 8 et pl. 4, 5 et 6.]

[1. Il est juste de rappeler ici que M. Jourdy a, dès 1870, énoncé à ce sujet des idées se rapprochant beaucoup de celles qui sont exposées dans le présent ouvrage : cet auteur définit les horsts sous le nom de « môles », et indique très nettement leur rôle comme massifs résistants. Il considère déjà les plissements du Jura comme « occasionnés par une force de plissement originaire du Sud-Est, ils ont été moulés contre les reliefs des roches anciennes formant l'angle dessiné par le Forez, le Charolais, le Morvan, le Môle vosgien et les Vosges ». (Voir : *A Propos du réseau de Pentagonal*, La Philosophie positive, n° de mars-avril 1870, p. 7 et 8; et surtout : *Orographie du Jura dôlois*, Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., XXIX, 1872, p. 368, 389-390).]

[2. Sur l'anticlinal de la Mollasse et la zone miocène suisse, voir Diener, *Der Gebirgsbau der Westalpen*, in-8°, Wien, 1891, p. 44, 48 et suiv.; C. Schmidt, *Livret-Guide* du Congrès géologique de Zurich, 1894, p. 116 et suiv.]

tous renversés vers le nord[1]. Beaucoup plus loin encore, dans les salines de Wieliczka, les recherches de K Paul ont mis hors de doute l'existence de plusieurs anticlinaux aigus, également couchés vers le nord, et dont la présence explique la singulière disposition des bancs de sel dans les marnes miocènes (fig. 46)[2].

Plus à l'est encore, l'important gisement d'ozocérite de Boryslaw occupe, sur le bord externe des Carpathes, le noyau d'un anticlinal miocène et c'est très judicieusement que K. Paul a fait ressortir l'analogie tectonique des deux principaux centres miniers de Galicie : Wieliczka et Boryslaw. « C'est en effet la même poussée agissant du sud vers le nord qui a produit les plis aigus des assises salifères de Wieliczka et façonné l'anticlinal de Boryslaw,

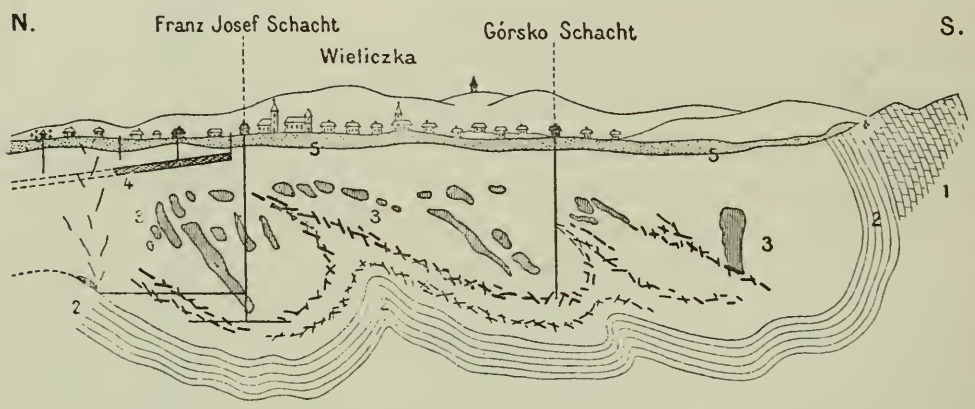


Fig. 46. — Coupe des Salines de Wieliczka (d'après K. M. Paul, Jahrb. k. k. Geol. Reichsanstalt, XXX, 1880, p. 688).

1. Grès des Carpathes; 2. Sables gréseux et argiles rouges; 3. Argiles salifères, avec amas irréguliers et couches de sel; 4. Gypse; 5. Limon.

réalisant ainsi les conditions nécessaires à l'accumulation d'un produit dont l'exploitation a déjà rapporté des millions[3]. »

En règle générale, c'est dans les anticlinaux que le pétrole se rencontre en amas suffisants pour être exploités. La zone pétrolifère et riche en ozocérite de Boryslaw se poursuit au loin vers l'est, accompagnant toujours le bord externe de la chaîne; elle atteint ainsi Sloboda Rungurska et Lucza, au sud de Kolomea. Plus à l'est encore, en Valachie, là où les Carpathes commencent à

1. Gümbel, *Ausflugskarten in das Tertiärgebiet von Miesbach und in den Hochgebirgsstock zwischen Tegernsee und Wendelstein; gewidmet der deutschen geol. Ges.*, München, 1875.

2. K. M. Paul, *Ueber die Lagerungsverhältnisse in Wieliczka* (Jahrb. k. k. Reichsanst., XXX, 1880, p. 688). [Voir aussi Tietze, *Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Krakau* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVII, 1887, p. 647 et suiv.).]

3. K. M. Paul, *Die Petroleum- und Ozokeritvorkommnisse Ost-Galiziens* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXI, 1881, p. 163).

s'infléchir de la direction N.-S. vers la direction N.E.-S.W. le même phénomène se continue au milieu de dépôts bien plus récents, les couches à congéries et à paludines. Dans le bassin du Slonik, au nord de Buzeu, dans la partie sud-est des Carpathes, Cobalcescu nous montre les argiles salifères fortement redressées et, dans les couches à paludines qui leur succèdent en discordance, des plis orientés N.E.-S.W., parallèlement à la courbure de la chaîne[1].

Les plis de la Mollasse suisse forment une courbe intérieure à celle que décrit le Jura, ceux de la vallée de la Leitzach en Bavière se trouvent au sud de Ratisbonne et du point où la grande faille du Danube vient s'appuyer contre le bord faillé et renversé du massif ancien. Les plis de Wieliczka occupent le voisinage immédiat des Sudètes, dont les zones de terrains secondaires semblent, en ce point, s'enfoncer sous les Carpathes, et ces plis se pour suivent dans toute la région où la Plate-forme Russe forme l'avant-pays.

La courbe que nous venons d'esquisser accuse bien, lorsqu'on l'examine attentivement, quelques déviations secondaires, produites par la saillie locale de chaînons dont les contours se détachent plus brusquement que les autres de la direction générale. C'est ainsi que dans la région du lac de Constance, où la zone du Flysch helvétique pénètre en Autriche, cette zone se recourbe en S, et sa continuation orientale occupe une position plus septentrionale que la partie ouest. A cette saillie du bord externe des Alpes correspondent, dans l'intérieur de la chaîne, le long de la ligne du Rhin, le rebroussement du Rhaetikon et l'effondrement du Praettigau.

Le même fait se reproduit près de Salzbourg; la zone du Flysch s'est abîmée en profondeur, mais, quand elle réapparaît, sur les rives de la Salzach, on reconnaît facilement qu'elle est reportée plus au nord.

Ce phénomène est plus net encore près de Vienne, dans la cluse du Danube : la portion de la zone du Flysch située au nord du fleuve a son bord externe rejeté de 2 ou 3 kilomètres en avant de sa continuation méridionale.

Tous ces déplacements sont des décrochements horizontaux, dérivant d'une poussée tangentielle au même titre que les plis marginaux renversés dont il vient d'être question. Cependant, quelque important que soit le rôle que jouent ces mouvements tangentiels

1. G. Cobalcescu, *Geol. Untersuchungen im Buzeu'er Districte* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1882, p. 227-231).

dans la structure des grandes zones alpines, ces régions semblent présenter également, à côté d'affaissements locaux bien connus, de grandes *fractures linéaires*. C'est même à de grandes failles d'effondrement que Ch. Lory, qui connaissait si bien les Alpes Occidentales, attribuait le rôle prépondérant dans la formation des Alpes françaises[1]. Mojsisovics a suivi deux de ces failles dans le Salzkammergut, mais des études ultérieures pourront seules montrer quelles ont pu être la forme et l'intensité des affaissements dans cette partie du massif plissé[2].

A. — INFLEXION DE L'EXTRÉMITÉ DES CARPATHES

Il y a déjà quelques années, nous affirmions que dans la région alpine, et même dans toute l'Europe, la poussée tangentielle s'était principalement manifestée du sud vers le nord, avec quelques déviations vers l'ouest et l'est. Nous allons voir que les travaux publiés depuis n'ont fait que confirmer cette conclusion, pour les régions que nous avions alors en vue; mais de nouvelles observations se sont ajoutées aux précédentes, et l'idée d'ensemble que nous pouvons nous faire du système alpin n'en a pas moins été considérablement modifiée.

Nous disions alors que la poussée avait eu lieu vers l'ouest dans les Alpes Occidentales, vers le nord dans la Suisse orientale et la Bavière jusqu'à Vienne, vers le nord-ouest, le nord et le nord-est dans les Carpathes, puis vers l'est avec direction N.-S. des couches, de façon à faire décrire à la chaîne un vaste arc de cercle.

Or, nous venons de rappeler qu'il existe sur le bord sud-est des Carpathes, en Valachie, des plis de direction N.E.-S.W. Bien plus à l'ouest encore, dans la vallée de la Prahova, on a signalé du

[1. La présence de grandes fractures longitudinales dans les Alpes françaises n'a pas été confirmée par les travaux récents; W. Kilian a fait remarquer dès 1891 que, nulle part, dans les chaînes de la Maurienne, du Briançonnais et des districts adjacents, il n'a pu constater l'existence de véritables *failles*, mais que partout les contacts anormaux sont dus à des phénomènes de plissement (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XIX, p. 632 et suiv.). Les importants travaux de MM. M. Bertrand, Michel-Lévy, Termier, Haug, Ritter, Lugeon, L. Bertrand, Zürcher, n'ont fait qu'établir de plus en plus l'absence, dans les Alpes Françaises, de dislocations « radiales » et ont montré que les failles de Ch. Lory ne sont, dans la grande majorité des cas, que des surfaces de glissement ou d'étirement (voir les coupes transversales des Alpes Françaises de M. Bertrand, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXII, 1894, et de W. Kilian, *Notes de géologie alpine*, 2e *article*, pl. I, fig. 1, p. 123, Grenoble, 1893). Ce n'est guère que dans le massif des Grandes-Rousses que se rencontrent, comme l'a fait voir M. Termier (Bull. Serv. Carte géol. de Fr., VI, no 40, 1894), un petit nombre de *fractures* bien caractérisées et méritant le nom de *failles*.]

2. E. von Mojsisovics, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1883, p. 3.

Flysch à *Acanthoceras mamillare*[1], et les bandes de terrains semblent tourner ici d'une manière complète. Néanmoins les documents dont nous pouvons disposer sont encore trop insuffisants pour que l'on puisse reconnaître quels sont dans cette contrée les rapports de la zone du Flysch avec le chaînon extrêmement compliqué qui s'étend des rapides du Danube aux Balkans, à travers la Serbie orientale[2].

On n'est pas encore complètement fixé aujourd'hui, comme on le voit, sur l'amplitude de l'inflexion que subit la poussée orogénique dans la région valaque. Mais il est bien démontré qu'un recourbement de ce genre se dessine dans une chaîne plus interne, parallèle à la précédente et située en Transylvanie. Lóczy[3] a constaté en effet que le massif montagneux qui s'élève à l'intérieur de la courbe des Carpathes, dans la partie occidentale de cette province, est bordé à l'est, au sud-est et au sud par une zone plissée de Flysch offrant des percées régulières de Klippenkalk; cette zone se prolonge en arc de cercle dans le contour de la rivière Maros.

On assiste donc ici à un recourbement complet des lignes directrices vers le sud, et la poussée tangentielle arrive dans la région pannonique à dévier d'environ deux quadrants et demi, soit de 225°, de sa direction primitive.

Examinons maintenant à ce même point de vue l'extrémité sud de l'Apennin.

B. — INFLEXION DE L'EXTRÉMITÉ DE L'APENNIN[4]

Les chaînes calcaires et gréseuses de la Basilicate atteignent la mer Ionienne au golfe de Tarente. Leurs ramifications ultimes

1. Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1877, p. 71.

2. P. Lehmann n'a signalé dans les monts de Fogarasch qu'un anticlinal archéen dont les flancs retombent vers le nord et vers le sud (*Beobachtungen ueber Tektonik und Gletscherspuren im Foragascher Hochgebirge*, Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XXXIII, 1881, p. 109-117, pl. XIV).

3. Lóczi, L., *Jelentés a Hegyes-Drocsa-Hegységben tett földtani Kirándulásokról* (Földtani Kozlöny, 1876, in-8°, Budapest, p. 22-23).

[4. Consulter sur l'Apennin méridional : L. Baldacci e C. Viola, *Sull' estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell' Appennino meridionale* (Boll. Comit. Geol. d'Ital., XXV, 1894, p. 372-398); G. de Lorenzo, *Le Montagne mesozoiche di Lagonegro* (Atti R. Accad. delle Scienze di Napoli, ser. 2ª, IV, nº 15, 1894, 125 p., 1 pl., 1 carte géol.); *Osservazioni geologiche nell' Appennino della Basilicata meridionale* (Ibid., VII, nº 8, 1895, 31 p.); *Studi di geologia nell' Appennino meridionale* (Ibid., VIII, nº 7, 1896, 128 p.). Ces travaux ont mis surtout en évidence une extension imprévue du Trias alpin. Pour la Calabre, voir E. Cortese, *Descrizione geologica della Calabria* (Mem. descrittive della Carta geol. d'Italia, vol. IX, 1895, avec 4 pl. de coupes et 1 carte géol. à 1:500.000).]

s'étendent jusqu'à Spezzano environ; plus au sud règnent des massifs de granite, de gneiss et de schistes archéens, possédant les caractères des terrains les plus anciens de nos Alpes. Nous n'examinerons ici que la portion la plus méridionale de cette région, le massif de l'Aspromonte, resserré entre les deux golfes de Squillace et de Santa Eufemia. Le versant occidental de ce massif a en partie disparu par effondrement; il est constitué d'ailleurs comme la crête par des roches cristallines anciennes. A cette bande succède sur le versant oriental, ou plutôt au sud-est, une zone discontinue de schistes qui n'empiète que près de Sinopoli[1] sur la ligne de faîte. Des lambeaux isolés de calcaires tithoniques renfermant des Nérinées et de dépôts cénomaniens à faciès africain s'appuient sur ces couches anciennes; on remarque également des paquets plus considérables de grès tertiaires (Flysch), avec de petits lits de lignite à *Anthracotherium*. Ces dépôts transgressifs se rencontrent dans les parties sud-est et sud de l'Aspromonte et s'étendent jusqu'à son extrême pointe méridionale près de Melito.

Les affleurements de roches cristallines anciennes et les schistes cités plus haut se retrouvent en Sicile, où ils forment le noyau des monts Péloritains jusqu'au delà du cap Calava, comme l'a si bien montré Seguenza[2]. On y a rencontré également les mêmes dépôts transgressifs; nous citerons entre autres plusieurs lambeaux de Cénomanien à faciès africain reposant directement sur les terrains anciens près de Barcellona. Mais, en même temps, une bande sédimentaire très développée vient s'adosser au bord externe de la zone des schistes; elle présente des subdivisions variées : grès permiens, dolomies du Trias, Rhétien à *Spirigera oxycolpos*, etc., plusieurs étages fossilifères du Lias, Tithonique et Néocomien. Cette bande est jalonnée par le cap Alessio[3] dans le sud-est et Militello à l'ouest, et se trouve bordée au sud par des collines de Flysch tertiaire dont les laves de l'Etna recouvrent le pied.

J'ai eu le plaisir de visiter, sous la direction de M. Seguenza, cette zone si curieuse, dont la constitution rappelle, plus qu'en aucune autre partie de l'Apennin, celle des Alpes Orientales; mais, en rai-

[1. Ou plutôt vers Cittanova, d'après les cartes récentes.]

2. G. Seguenza, *Breve nota int. le formazione primarie e secondarie della Provincia di Messina*, Boll. R. Com. Geol. d'Ital., II, 1871, p. 49, 97, 145 (voir ci-dessus p. 109, note 1); et surtout Cortese, Ibid., XIII, 1882, p. 348).

[3. De nombreux travaux ont été consacrés aux dépôts jurassiques et crétacés de cette partie de la Sicile, notamment aux terrains fossilifères des environs de Taormina, de Termini Imerese, etc., par M. Di Stefano, sans parler de l'œuvre bien connue de M. Gemmellaro.]

son de son peu de longueur, je n'avais point encore osé tirer de sa présence des conclusions ayant une portée quelconque.

Depuis cette époque, nos connaissances sur la structure des chaînes siciliennes se sont notablement accrues[1]. Les importants travaux de Gemmellaro, en particulier, ont fait voir que les dépôts triasiques de la côte orientale se continuent par les Madonies, puis se divisent en deux grandes bandes dont l'une suit la côte nord jusqu'au mont San Giuliano près de Trapani, tandis que l'autre s'étend au sud-ouest jusque près de Sciacca. Ces assises forment en beaucoup de points le soubassement d'une série variée de sédiments rhétiens, jurassiques et crétacés et sont souvent caractérisées par des fossiles, notamment par des *Daonella* et des *Halobia*. Les couches les plus profondes affleurent au mont Sant'Elia, sur le littoral nord, dans le voisinage de Bagheria à l'est de Palerme[2].

Un récent travail de Mottura[3] a également fait connaître l'existence, jusqu'alors à peine soupçonnée, de puissantes masses de Flysch, d'argiles « scagliose » à fucoïdes, d' « Alberese », de grès et de calcaires à nummulites occupant de grandes étendues sur le bord méridional des Madonies, puis vers le sud-est à Raddusa et jusque dans la partie occidentale de la plaine de Catane, ainsi qu'au sud-ouest près de Caltanisetta.

On a même signalé à Boschetello, près de Vizzini, sous les calcaires à hippurites qui apparaissent par places dans le sud-est de l'île jusqu'au cap Passaro, du Néocomien à céphalopodes[4]. En présence de ces faits, il est bien difficile de ne pas supposer que la bande permo-triasique à pendage sud, du cap Alessio, représente une portion de la tranche d'une zone calcaire beaucoup plus étendue.

Il est hors de doute, comme le montrent la répartition des ter-

[1. Voir la *Carta geologica della Sicilia nella scala di* 1 *a* 500,000 *ridotta dalle Carte a* 1 : 50,000 *ed a* 1 : 25,000 *rilevate dal* 1877 *al* 1882 *dagli ingenieri del R. corpo delle Miniere*, Roma, 1885; L. Baldacci, *Descrizione geologica dell' isola di Sicilia*, avec carte à 1 : 1.000.000, in-8°, Roma, 1886 (Mem. descrittive della Carta geol. d'Italia, vol. I).]

2. G. G. Gemmellaro, *Sul Trias della Regione occid. della Sicilia* (Accad. dei Lincei, 3ª ser., XII, 1881-82); on a découvert également, dans des éboulis, des céphalopodes antétriasiques qui se rapprochent beaucoup de ceux du grès d'Artinsk; voir Mojsisovics Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1882, p. 31). [Les fossiles et notamment les céphalopodes des calcaires à Fusulines de la Sicile ont fait, depuis, l'objet de mémoires remarquables de la part de M. Gemmellaro.]

3. Mottura, *Appendice alla Memoria sulla Formazione terziaria nella zona solfifera della Sicilia* (Mem. R. Com. Geol., II, 1872, p. 5-8).

4. R. Travaglia, *La sezione di Licodia-Eubea e la serie dei terreni nella regione S. E. della Sicilia* (Boll. R. Com. Geol., XI, 1880, p. 250, 507); Ippol. Cafici (Ibid., p. 495).

rains, la position respective des deux massifs, l'inflexion de la zone schisteuse (discontinue, il est vrai) de la Calabre et l'identité des transgressions crétacées, que l'Aspromonte en Calabre et le massif Péloritain en Sicile font partie d'un même ensemble. Cette constatation conduit nécessairement à la conclusion que la bande sédimentaire plissée du bord extérieur de l'Apennin subit, sur l'emplacement de la mer Ionienne, une brusque inflexion vers l'ouest.

Nous nous trouvons alors en présence d'un nouveau problème. De quel côté chercherons-nous la continuation des chaînes dont nous venons de parler? Nous avons décrit il y a un instant, dans le Nord-Est de la Sicile, un lambeau de roches cristallines anciennes bordé d'une zone schisteuse venant de Calabre. A cette dernière font suite à leur tour des bandes de Verrucano, de Trias, d'Infralias, de Lias et de Néocomien. Tous ces terrains sont resserrés sur un petit espace et ne dépassent guère Taormina vers le sud; puis on rencontre les dépôts du Flysch. Ces derniers constituent d'abord une bordure importante et bien individualisée jusque dans le voisinage de l'Etna, puis ils s'enfoncent sous des sédiments plus récents dont il n'émergent plus que par places en laissant également apparaître les calcaires à hippurites et le Néocomien qui les supportent.

Il est facile de reconnaître au sud, dans les plateaux de l'île de Malte, la continuation des assises néogènes horizontales de la Sicile; quant à la suite des zones éocène et crétacée, elle doit être cherchée dans le Nord de l'Afrique, ainsi que l'a depuis longtemps et très justement reconnu Coquand[1]. Du continent africain se détache en effet le promontoire du Dak'hela, qui s'avance au loin vers la Sicile et se montre constitué en grande partie par le Néocomien et le Flysch, comme en font foi les affleurements du cap Bon, ceux du Zaghouan, et, vers le sud, ceux du golfe de Hammamet[2].

1. Voir notamment Coquand, *Description géologique de la partie septentrionale de l'Empire du Maroc* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., IV, 1847, p. 1189); *Sur la formation crétacée de Sicile* (Ibid., 2e sér., XXIII, 1866, p. 497-504).

2. A. Pomel, *Le Sahara, observations de géologie et de géographie physique et biologique avec des aperçus sur l'Atlas et le Soudan* (Publication de la Société de climatologie d'Alger, 1872, p. 32); G. Stache, *Geologische Touren in der Regentschaft Tunis* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1876, p. 34-38); Tchihatcheff, *Espagne, Algérie et Tunisie*, in-8°, Paris, 1880, p. 495. [Voir aussi Le Mesle, *Note sur la géologie de la Tunisie* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XVIII, 1890, p. 209-219); G. Rolland, *Grande faille du Zaghouan et ligne principale de dislocation de la Tunisie orientale* (Ibid., XVIII, 1889, p. 29-49); A. Baltzer, *Beiträge zur Kenntniss des tunisischen Atlas* (Neues Jahrb. f. Min., 1893, II, p. 26-41); F. Aubert, *Carte géologique de la Régence de Tunis au* 1 : 800,000, 1 f. avec notice explicative, Paris, 1892; E. Ficheur et E. Haug, *Sur les dômes liasiques du Zaghouan et du Bou-Kournin* (*Tunisie*), C. R. Acad. Sc., CXXII, 1896, p. 354-356; E. Haug, *Géologie de la Tunisie* (Revue générale des Sciences, 7e année, n° 22, 30 nov. 1896, p. 1047-1054).]

C'est donc en Afrique que nous poursuivrons nos études comparatives.

C. — CHAÎNE DU NORD DE L'AFRIQUE[1]

Parmi les terrains qui prennent part à la constitution de la grande chaîne du Nord de l'Afrique, *une série de pointements de roches volcaniques récentes*[2] attire de prime abord l'attention. Ces pointements émergent çà et là sous forme d'îles en avant du littoral; quelques-uns seulement sont situés sur le continent.

C'est d'abord, à une certaine distance de la côte, l'île abrupte de la Galite, atteignant l'altitude de 350 mètres, ainsi que les récifs et îlots qui l'entourent. A l'exception d'un lambeau redressé de calcaires foncés et de schistes, l'île est entièrement constituée par du trachyte et par une roche foncée, analogue à la dolérite[3].

Plus à l'ouest, les affleurements volcaniques se continuent à l'intérieur des terres, comme le montrent les masses basaltiques de *Dellys* en Kabylie; plus loin encore, à l'ouest d'Alger et de la plaine de la Mitidja, ils s'avancent encore davantage dans le pays. Dans la région de *Miliana* ces roches forment trois bandes distinctes : la première sur le littoral, près de Cherchel; la seconde bordant, du côté du midi, la première chaîne crétacée de l'intérieur; la troisième, la plus méridionale des trois, a une longueur de plus de 50 kilomètres et occupe le pied sud du Sra Kebira, grande chaîne également crétacée[4].

[1. Voir A. Péron, *Essai d'une description géologique de l'Algérie* (Annales des sc. géol., XIV, 1883, art. n° 4, 202 p.); M. Blanckenhorn, *Die geognostischen Verhältnisse von Afrika*, 1. Theil : *Der Atlas, das nordafrikanische Faltengebirge* (Petermann's Mitteil., Ergänzungsheft n° 90, 1888); A. Rothpletz, *Das Atlasgebirge Algeriens* (Petermann's Mitteil., XXXVI, 1890, p. 188-194, carte schématique, pl. XV); Pomel, *Description stratigraphique générale de l'Algérie*, in-8°, Alger, 1889; *Carte géologique provisoire de l'Algérie* à l'échelle de 1:800.000. 2e édition publiée sous la direction de MM. Pomel et Pouyanne (Ministère des Travaux publics. Gouvernement général de l'Algérie), 4 feuilles, 1889. M. Péron donne chaque année, dans l'*Annuaire géologique Universel*, depuis 1887 (III), une revue de publications relatives à la géologie de l'Algérie et des régions voisines.]

[2. Au sujet de ces affleurements éruptifs, comme de tous ceux qui accompagnent les lignes tectoniques alpines, consulter la brillante synthèse de M. Bertrand, *Sur la distribution géographique des roches éruptives en Europe* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XVI, 1888, p. 604, etc.); voir aussi J. Curie et G. Flamand, appendice à Pomel, *Explication de la carte géologique de l'Algérie*, 100 p.]

3. D'après la description donnée par Ch. Vélain (*Constitution géologique des îles voisines du littoral de l'Afrique, du Maroc à la Tunisie*, C. R. Acad. Sc., LXXVIII, 1874, p. 73). Renou a publié, il y a longtemps déjà, une carte géologique de l'île; il considérait les variétés porphyriques du trachyte comme du granite (*Exploration scientifique de l'Algérie, Géologie*, in-4°, 1848, p. 61, pl. II). Issel a également signalé les granites de la Galite et considère cette île comme la continuation de la Sardaigne (Ann. Mus. civ. Genova, XV, 1879-80, p. 250).

4. A. Pomel, *Description et carte géologique du massif de Milianah* (Soc. de Climatol. Algérienne, 1872, p. 130-138).

Dans la province d'*Oran* apparaissent également des terrains volcaniques; ce sont des trachytes et des basaltes en rapports très étroits avec des dépôts tertiaires récents et même avec le Quaternaire ancien. Les trachytes semblent ici, d'une façon générale, être antérieurs aux basaltes[1].

L'île d'*Habibas* est constituée par du trachyte molaire[2].

Plus à l'ouest encore, de grandes masses basaltiques se montrent des deux côtés de la *Tafna*. Les coulées de basalte recouvrent dans le massif basaltique isolé d'Aïn-Temouchent[3], sur les confins des régions d'Oran et de Tlemcen, des assises quaternaires à coquilles terrestres[4].

L'île *Rachgoun* renferme de la pouzzolane et des feldspaths vitreux[5].

Près de *Nemours*, on retrouve également de grandes masses de basalte.

Les îles *Zaffarines*, à l'ouest de Nemours, sont formées de trachytes et de phonolithes[6], et l'îlot d'*Alboran*, très éloigné de la côte, offre un lambeau de sédiments récents fortement relevés et supportant une couverture de roche à olivine[7].

Ainsi, l'on peut suivre très loin vers l'ouest, sur la côte et dans les îles, cette série de pointements éruptifs récents.

La zone suivante qui, à l'exception peut-être de la petite île Plane, à l'ouest d'Oran, appartient complètement à la bordure littorale du continent, est constituée par une série d'affleurements de terrains anciens tels que gneiss, granites anciens, micaschistes et phyllades avec bancs de marbre grenu. Le premier massif gneissique que nous rencontrons est celui du *Djebel Edough*, à l'ouest de Bône; il est limité au sud par le lac Fezzara. En face, sur le côté ouest du golfe de Stora, les « sept Caps » près de Collo, sont constitués par du granite et du porphyre quartzifère. La bande schisteuse qui limite ces massifs au sud court à peu près parallèlement à la côte, de l'Edough, par Philippeville et le sud de Collo jusque vers Djidjelli

1. Bleicher, *Recherches sur l'origine des éléments lithologiques des terrains tertiaires et quaternaires des environs d'Oran* (C. R. Acad. Sc., LXXVIII, 1874, p. 700) et *Note sur la géologie des environs d'Oran* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., III, 1875, p. 187-195).

2. Vélain, Mém. cité, p. 72.

[3. MM. Curie et Flamand décrivent même dans cette localité un véritable cratère.]

4. Pouyanne, *Notice géologique sur la subdivision de Tlemcen* (Ann. des Mines, 7e sér., XII, 1877, p. 138).

5. Vélain, Mém. cité, p. 71 et *Sur un feldspath orthose vitreux des pouzzolanes de l'île de Rachgoün* (C. R. Acad. Sc., LXXIX, 1874, p. 250).

6. Vélain, Mém. cité.

7. F. M. Davila, *Isla de Alboran* (Bol. Com. del Mapa geol. de Esp., III, 1876, p. 177-179). [S. Calderon y Arana, *Estudio petrografico sobre las rocas volcanicas del Cabo de Gata e Isla de Alboran* (Ibid., IX, 1882, p. 333-414, 1 pl).]

dans le golfe de Bougie, où l'on retrouve sur le littoral du porphyre quartzifère[1].

Puis vient, à l'ouest de Bougie, le massif gneissique de la *Grande Kabylie* qui, avec les schistes anciens qui l'accompagnent, occupe tout le bassin de l'Oued-Sebaou jusqu'à son embouchure près de Dellys. Ce massif atteint vers l'intérieur l'altitude de 1 420 mètres; on sait qu'il est dominé au midi par la formidable chaîne calcaire du Djurdjura, dont l'altitude varie entre 1 730 et 2 517 mètres[2]. Le gneiss de Kabylie est en partie masqué par les dépôts nummulitiques, qui le recouvrent en transgression, mais le terrain primitif constitue cependant trois importants groupes montagneux dont le plus méridional, comprenant aussi des schistes anciens, mesure 54 kilomètres de l'ouest à l'est, sur une largeur moyenne de 16 kilomètres. Vers Dellys et du côté de la mer, les sédiments tertiaires[3] paraissent tout recouvrir[4].

L'affleurement suivant de roches anciennes est particulièrement significatif par la façon dont il fait ressortir l'affaissement des parties actuellement submergées de la grande chaîne. A l'ouest et à l'est du golfe d'Alger deux promontoires s'avancent dans la mer; le plus oriental est le cap Matifou; à l'ouest se trouve la presqu'île de la Bouzaréa. Chacune de ces saillies continentales est formée de lambeaux de schistes anciens, témoins de la bordure qui entourait jadis le massif cristallin d'Alger aujourd'hui disparu en profondeur[5]. C'est là, du moins à mon avis, ce qui ressort des nombreux documents descriptifs que nous possédons sur cette région. Cette disposition rappelle ce que nous voyons en Italie, où la presqu'île de Sorrente et l'île de Capri font saillie entre les golfes de Salerne

1. Coquand a donné une description très détaillée de l'Edough : *Description géologique de la province de Constantine* (Mém. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., V, 1854, p. 12 et suiv.). Pour la zone des schistes, voir L. Hardouin, *Sur la subdivision de Constantine* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., XXV, 1868, p. 328, pl. V); et Parran, *Carte géologique du département de Constantine par Tissot* (Ibid., 3e sér., X, 1882, p. 299-306).

[2. Voir E. Ficheur, *Description de la Kabylie du Djurjura*, in-8°, avec 2 cartes géol., Alger, 1890; voir aussi le compte rendu de la Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Algérie, 1896.]

[3. Et crétacés.]

4. A. Peron, *Sur la constitution géologique des montagnes de la grande Kabylie; Sur les roches du massif d'Alger et d'autres points du littoral africain* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., XXIV, 1867, p. 627-652); note de P. Marès (Ibid., 2e sér., XXV, 1867, p. 135); L. Ville, *Études géologiques faites dans la Kabylie* (Ibid., XXV. p. 251-276, pl. III). [Voir aussi A. Delage, *Géologie du Sahel d'Alger*. Thèse de Doctorat, in-8°, Montpellier, 1888; et *Carte géologique des Environs d'Alger*, publiée par le Service Géol. de l'Algérie, 1 : 20.000, 1884.]

[5. M. Welsch a découvert en 1889 un autre îlot de terrain primitif, au cap Bessenasse, au pied du Chénoua, à 60 kilomètres à l'ouest d'Alger (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XVII, p. 361).]

et de Naples, constituant ainsi un horst très net entre deux régions effondrées. Le promontoire de la Bouzaréa présente une étendue plus grande de roches anciennes; on y voit une série de micaschistes grenatifères, des schistes talqueux et des schistes argileux avec une puissante intercalation de calcaire tirant sur le bleu foncé; mentionnons aussi des bancs gneissiques et quelques petites percées granitiques dans les schistes, rappelant celles de l'Edough et des monts Péloritains. Aux environs d'Alger, les couches sont inclinées vers le sud, et ce pendage s'accentue vers le midi; quant à la direction des assises, elle dessine une courbe à la hauteur de la Bouzaréa. Au sud de ce témoin ancien s'étend la plaine de la Métidja, qui le sépare de la chaîne calcaire[1].

Plus à l'ouest encore, à l'occident du golfe de *Mostaganem*, sur le littoral de la province d'Oran, apparaissent des roches granitiques, des schistes argileux lustrés, finement « plissotés », des calcaires et des dolomies riches en galène et surmontés par un système de schistes rouges et de grès quartzeux. Toutes ces roches forment la côte en de nombreux points à l'ouest d'Oran, se prolongent le long du littoral[2] et se développent, d'après Bleicher, dans les collines situées au sud de Nemours[3].

Vers Oudjda[4], encore plus au sud de Nemours, un anticlinal fait apparaître une bande assez longue de terrains anciens, qui suit la direction orographique de la chaîne et pénètre dans le Maroc. Là encore se trouvent quelques massifs de granite, enclavés dans les schistes[5]. Dans la portion orientale de la chaîne, il semble que l'acuité des anticlinaux n'ait nulle part été suffisante pour faire apparaître des assises aussi profondes.

Suivons le bord de la mer : les travaux si méritoires de Coquand ont fait connaître, pour le Maroc, les faits suivants : les plissements des environs de Tlemcen se dirigent W.S.W. vers l'intérieur, mais une série d'affleurements anciens accompagne

1. Renou, *Description géologique de l'Algérie*, p. 66-74 ; profil du promontoire, pl. III, fig. 22; P. Marès, Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., XVIII, 1861, p. 365-368, et ailleurs. Tchihatcheff a récemment décrit plus en détail le cap Matifou (*Espagne, Algérie et Tunisie*, p. 206 et suiv.).

[2. Le Trias surtout se développe dans le voisinage de la côte, d'après les cartes récentes.]

3. Pouyanne, *Notice géologique sur la subdivision de Tlemcen*, p. 84-135.

[4. Voir Baills, *Notice sur la géologie et la minéralogie de la province d'Oran*, in-8°, Oran, 1888.]

5. Bleicher, *Recherches sur les terrains antérieurs au Jurassique dans la province d'Oran* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., VIII, 1880, p. 303-309). Il semble que les phénomènes de contact entre le granite et les schistes ne font pas non plus défaut ici, par exemple près de Nedroma, sur la route au sud-est de Nemours. On a signalé dans cette région des schistes à chiastolite et à andalousite.

la courbe du littoral sans s'étendre bien avant dans les terres. Les terrains les plus anciens se rencontrent dans les promontoires; c'est le cas, par exemple, pour le cap proéminent de *Ras-el-Deir* (Cap des Trois Fourches), près de Melilla. Le *Ras-Torf* (Cap Noir) au nord de Tétouan tire son nom d'un micaschiste foncé et grenatifère qui affleure en ce point, accompagné de schistes argileux et de filons plus récents de granite. Les mêmes roches anciennes constituent la presqu'île de *Ceuta*, qui n'est qu'une ramification du Djebel-Mouça.

C'est ainsi que les terrains anciens, le long de la côte méridionale de la Méditerranée, atteignent le détroit de Gibraltar; ils sont bordés, vers l'intérieur, par une bande de sédiments paléozoïques qui, de Tétouan jusque dans le Rif, constitue la plus grande portion de la côte, en deçà des lambeaux anciens mentionnés plus haut. Coquand a trouvé des Trilobites, des restes d'Orthocères, d'Orthis, etc., dans une des assises supérieures de cette zone dont la direction, d'E.N.E.-W.S.W. qu'elle était, ne tarde pas à devenir N.-S.[1].

La zone suivante ne comprend, si l'on fait abstraction de quelques affleurements de calcaire carbonifère signalés par Bleicher dans la province d'Oran, que des conglomérats et des grès rouges contenant des troncs de végétaux fossiles. Pomel attribue ces couches au Permien, Bleicher en fait encore du Carbonifère. Elles surmontent les schistes anciens et sont recouvertes, dans le Nord de la province de Constantine, par des calcaires mésozoïques; on les retrouve au Djebel Kar (montagne des Lions), près d'Oran, au cap Falcon, sur les schistes à l'est de Tlemcen et en d'autres points encore. A l'ouest, une bande de grès rouge attire de loin les regards de l'observateur; elle forme depuis Tétouan et, à ce qu'il paraît, dans tout le Rif, un vaste arc de cercle bordant la zone de schistes anciens du littoral. Il est fort possible que cette série de grès rouges permiens corresponde aux puissants dépôts rouges que K. von Fritsch a désignés dans la partie méridionale du Maroc, au sud du Grand Atlas, sous le nom de *grès de Wansero*[2].

L'étage des grès rouges est surmonté par de puissantes masses de calcaires. La position assez élevée des assises liasiques dans la série

1. H. Coquand, *Description géologique de la partie septentrionale de l'empire du Maroc* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., IV, 1847, p. 1198-1205); Lenz (Mittheil. der afrikan. Ges., II, 1880, p. 76) a signalé dernièrement, près de Ceuta, des schistes micacés argileux.

2. K. von Fritsch, *Ueber die geologischen Verhältnisse von Marokko* (Zeitschr. Ges. Naturwiss., 3. Ser., V, 1881, p. 204).

indique, comme l'ont du reste admis bon nombre d'observateurs[1], que, malgré l'absence de fossiles, la portion inférieure de ces calcaires appartient au Trias, du moins dans l'Est de la région. On a signalé du Lias en plusieurs points dans le Nord de la chaîne. Les assises jurassiques proprement dites sont plus répandues, mais le Crétacé et l'Éocène jouent le rôle principal dans la constitution de cette région énergiquement plissée[2]. La chaîne est limitée au midi par la plaine du Hodna et par une série de chotts. Sa direction est W.S.W. à partir de Tunis jusqu'au Maroc. C'est là, dans la région du Rif, que l'on observe ce recourbement vers le nord, signalé plus haut pour les zones plus internes, et qui ferme le bassin de la Méditerranée.

Cette disposition tournante explique la présence du Flysch au *cap Spartel*, où l'a signalé Coquand; elle rend aussi compte du fait que les voyageurs Desguin et Lenz n'ont pas rencontré entre *Tanger, Meknès et Fez*, de couches plus anciennes que le Jurassique supérieur, et que les seuls fossiles trouvés par Desguin au sud de Tanger appartiennent à l'horizon de l'*Ostrea scyphax*[3].

Pour les parties situées en territoire français, des recherches vraiment remarquables ont contribué à démêler les plis compliqués qui forment la chaîne calcaire. On peut dire d'une façon générale que la structure des chaînes du Nord de l'Afrique a donné lieu, de la part des géologues français, à des travaux qui comptent parmi les plus satisfaisants dont la géologie descriptive ait eu à s'enrichir, et qui font le plus grand honneur à leurs auteurs.

Il est inutile d'entrer ici dans tous les détails de cette structure, mais il y a lieu de rappeler que, d'après les belles cartes de Brossard, le chaînon transversal qui, dans la région de Bou-Saada, au sud-ouest du Hodna, relie les montagnes situées au nord des Sebkhas à celles du sud, est également plissé. Les plis, recoupés par une faille transverse, y ont la même direction que ceux des chaînes principales.

Les massifs situés au nord des Sebkhas présentent une série de plis dont la régularité rappelle ceux du Jura (fig. 47 et 48), et, sur

1. Notamment Coquand, *Province de Constantine*, p. 44-60; *Maroc*, p. 1218.

[2. Voir E. Ficheur, *Aperçu sur la constitution géologique du Massif de Blida* (C. R. Séances Soc. Géol. de Fr., 1896, p. CXXXII et suiv.); feuilles de *Blida* et de *Médéa* de la *Carte géologique détaillée de l'Algérie* à 1 : 50.000. 1896].

3. Mourlon, *Esquisse géologique sur le Maroc* (Bull. de l'Acad. roy. de Belgique, 2e sér., XXX, 1870, p. 42-57 (d'après les collections faites par M. Desguin); Bleicher, *Sur la géologie des régions comprises entre Tanger, El-Ariach et Meknès* (C. R. Acad. Sc., LXXVIII, 1874, p. 1712-1716).

la bordure, les dépôts néogènes se montrent affectés par les mêmes dislocations[1].

Au sud de la plaine des Sebkhas, les chaînes plissées s'élèvent également à des altitudes considérables, mais ici, on n'a jamais signalé de dépôts inférieurs au Jurassique supérieur[2]. Le Malm est recouvert par le Néocomien, puis vient, à peu près au niveau du Gault, une épaisse série de grès analogues au Flysch et

1. En ce qui concerne le bord méridional, aux environs de Sétif, et notamment la dépression des Zahrez, voir Brossard, *Constitution physique et géologique de la subdivision de Sétif* (Mém. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., VIII, p. 271, pl. XX); pour l'ouest et la région du Nahr-Ouassel, consulter Bourguignat, *Études géologiques et paléontologiques des hauts plateaux de l'Atlas entre Boghar et Tiharet*, in-4°, Paris, 1868, où est décrite, p. 33, une voûte surbaissée, à laquelle prendraient part les assises quaternaires.

[2. Le Lias moyen et supérieur, fossilifère, a été observé par la Société Géologique de France, en 1896, dans la chaîne du Djebel Touggour, à l'ouest de Batna (voir le Compte rendu sommaire des Séances, 1896, p. CCXLI).]

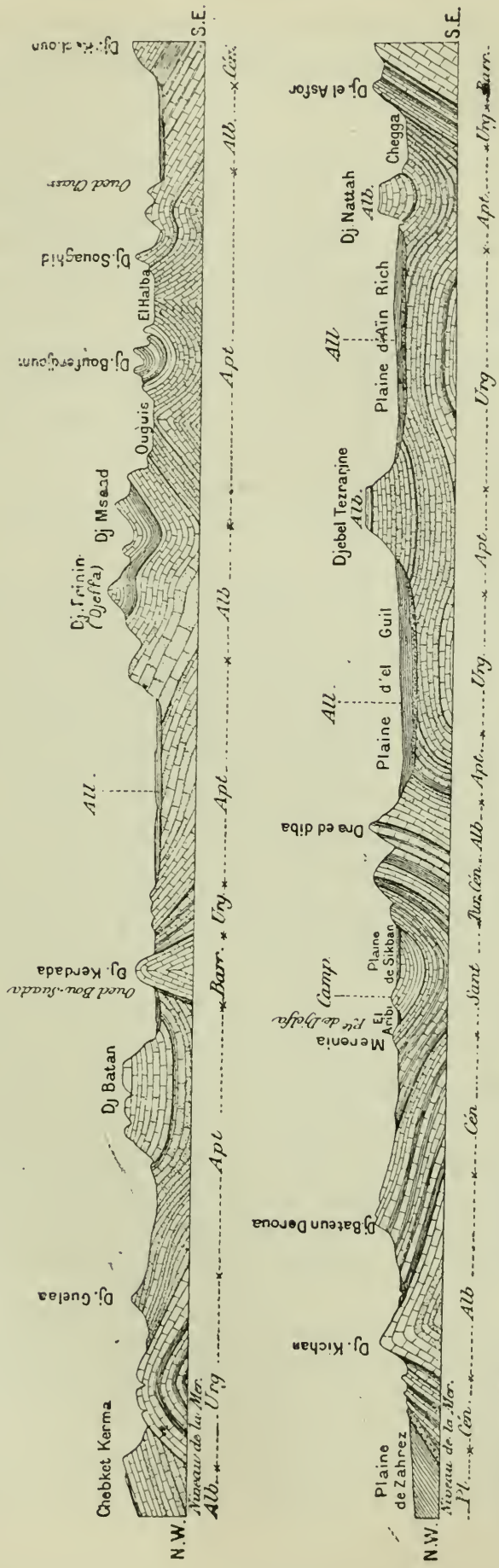


FIG. 47 et 48. — Coupes des chaînons crétacés des environs de Bou-Saada (Algérie), d'après E. Brossard (Mém. Soc. Géol. de Fr., 2e série, VIII, 1866, pl. XX). Échelle des longueurs = 1 : 488.000.

Barr. = Barrémien; *Urg.* = Urgonien; *Apt.* = Aptien; *Alb.* = Albien; *Cén.* = Cénomanien; *Tur.* = Turonien; *Sant.* = Santonien; *Pl.* = Pliocène; *All.* = Alluvions

enfin la Craie moyenne et supérieure. Le Cénomanien se compose de gypses, de marnes et de calcaires; les assises plus élevées du Crétacé sont calcaires. A l'est, l'Eocène s'ajoute à la série précédente.

Entre Figuig, situé dans l'ouest, à la frontière du Maroc, et Laghouat où elle prend le nom de Djebel-Amour, la chaîne tourne vers l'immensité du Sahara un bord abrupt et rectiligne, comme l'a montré Rolland, et les couches y sont dirigées N. E. La partie extérieure est constituée par des calcaires crétacés, à pendage S. E., qui forment le flanc externe d'un grand anticlinal. Près de Biskra, la limite de la région montagneuse est moins rectiligne, mais la structure générale demeure toujours la même[1].

Ce qui précède nous amène à reconnaître dans les chaînes du Nord de l'Afrique une série de zones parallèles. La première, à laquelle appartiennent un grand nombre d'îles, est volcanique; on la suit de la Galite, à l'est, jalonnée par une suite d'affleurements isolés, jusqu'aux îles Zaffarines, dans le golfe de Melilla, à l'ouest. La deuxième zone, à laquelle appartiennent une série de presqu'îles s'avançant dans la Méditerranée, présente des lambeaux plus ou moins fragmentaires de gneiss, de granites et de schistes anciens. Elle s'étend de l'Edough au Ras-el-Deir et suit les sinuosités de la côte jusqu'aux colonnes d'Hercule; depuis longtemps déjà, les géologues français ont reconnu la liaison de ses parties, et Pomel l'a parfaitement décrite il y a quelques années dans une description d'ensemble de la chaîne[2]. Les assises schisteuses sont recouvertes par un conglomérat rouge et par des grès de même teinte, considérés comme carbonifères ou permiens. Puis on voit s'élever à une grande hauteur les bastions abrupts de la chaîne calcaire plissée, qui s'étend au sud jusqu'au Hodna et même jusqu'au Sahara. *Les traits essentiels de la structure de l'Apennin se répètent ainsi dans le Nord de l'Afrique;* mais ici la chaîne présente son bord externe au midi, tandis qu'en Italie elle était tournée vers l'est.

Dans les deux cas, la zone des roches cristallines a disparu presque entièrement par effondrement, et les couches plissées semblent avoir subi une poussée vers l'intérieur des terres[3]; des affleure-

1. G. Rolland, *Sur le terrain crétacé du Sahara septentrional* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., IX, 1881, p. 510-515); pour la bordure de la chaîne de l'Aurès, voir Dubocq, *Mémoire sur la constitution géologique des Zibân et de l'Ouad R'ir* (Ann. des Mines, 5e sér., II, 1852, p. 249-330), et pour les régions situées plus à l'ouest jusque bien avant dans le désert: Ville, *Exploration géologique du Beni-Mzab, du Sahara et de la région des steppes de la province d'Alger*, in-4°, Paris, 1867.

2. Coquand, *Constantine*, p. 43; Pomel. *Le Sahara*, p. 26.

[3. M. Ficheur a signalé dans l'Atlas de Blida, au sud d'Alger, un recouvrement

ments de roches volcaniques jalonnent le bord de l'effondrement qui, en Afrique comme sur la côte occidentale de l'Italie, ne paraît pas s'être effectué suivant une ligne droite, mais semble s'être décomposé en une série d'effondrements circulaires, ainsi qu'en font foi les promontoires séparatifs, qui représentent les derniers témoins de la zone ancienne.

Le Grand Atlas, autant qu'il nous est connu, diffère notablement, non seulement par la direction des couches, mais aussi par sa constitution, de l'ensemble de ces zones parallèles au rivage. Il s'écarte dans la direction de l'W.S.W. de la chaîne septentrionale, que nous avons vue s'infléchir au nord vers Gibraltar, et atteint au cap Ghir la côte de l'Atlantique [1].

D. — LA CORDILLÈRE BÉTIQUE

Dans le Rif et jusqu'aux colonnes d'Hercule, les chaînes de l'Afrique septentrionale tournant vers le nord en décrivant un grand arc de cercle et nous ramènent en Europe.

L'Espagne méridionale se décompose en trois régions naturelles; la première est celle des chaînes de la Cordillère bétique qui bordent le littoral méditerranéen de l'E.N.E. à l'W.S.W., puis vient la vallée de Guadalquivir d'orientation sensiblement identique, et, au nord du fleuve, le bord méridional nettement dessiné du vaste plateau central (Meseta) ibérique, qui suit également la même direction [3]. Le développement qu'offrent ici les terrains archéens, les lacunes de la série mésozoïque, les contours exté

atteignant plusieurs kilomètres de largeur et dirigé vers le nord (C. R. Acad. Sc., CXVI, 1893, p. 156-159). Dans le massif de l'Ouarsenis, au sud d'Orléansville, M. Repelin a fait connaître une sorte de dôme de Lias et d'Oxfordien, déversé en *champignon* vers le nord, l'ouest et le sud sur le Néocomien et l'Aptien (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXIII, 1895, p. 160-166).]

[1. Le Grand Atlas, au sud de la ville de Maroc, a été exploré par J. Thomson, qui en a donné une esquisse géologique à 1 : 1.500.000. (*Travels in the Atlas and Southern Morocco*, in-8°, London, 1886). Ce voyageur signale à plusieurs reprises le redressement des couches crétacées, qui se montrent plissées et faillées contre le pied nord de la chaîne (p. 323), et dont un lambeau a été conservé dans l'intérieur au fond d'un pli synclinal (p. 307). Sur le soulèvement post-crétacé du noyau schisteux du Tizi-n-Tamjurt, point culminant de l'Atlas marocain, voir le même ouvrage, p. 463.]

[2. Voir la *Carte géologique de l'Espagne et du Portugal*, par E. de Verneuil et E. Collomb, 1 : 1.500.000. 2e édition, Paris, 1868; F. de Botella y de Hornos, *Mapa geologico de España y Portugal*, 1 : 2.000.000. Madrid, 1879; *Mapa geologico de España*, publiée sous la direction de D. M. Fernandez de Castro, 1 : 1.500.000. Madrid, 1889-1893.]

[3. Voir Salvador Calderon y Arana, *Ensayo orogenico sobre la Meseta central de España* (Ann. Soc. Esp. de Hist. nat., XIV, 1885, p. 131-172).]

rieurs qui coupent la direction des terrains et la transgression des dépôts cénomaniens qui apparaissent un peu plus au nord, établissent une ressemblance frappante entre cette grande Meseta, le massif de la Bohême et le Plateau Central de la France. Ajoutons que la Sierra Morena, l'élément le plus important du Sud de la Meseta espagnole, fait saillie sur sa bordure externe à peu près comme le font, sur le bord du massif bohémien, dans la Basse-Autriche, les monts du Manhart.

Nous porterons d'abord notre attention sur les chaînes bétiques, dont nous décrirons la constitution d'après la méthode qui nous a déjà servi pour les chaînes de l'Afrique septentrionale. Prenant la Méditerranée comme point de départ, nous aurons à définir et à suivre les différentes zones de la région andalouse.

Au point où la masse continentale s'avance le plus loin vers le sud, au cap de Gata, existe une chaîne assez étendue formée de roches volcaniques et constituant la côte sud-est de la province d'Alméria jusque près de Mojacar. Ces roches se continuent en affleurements isolés au nord-est jusqu'au delà de Vera[1]. Plus loin encore, on remarque, dans le voisinage de la côte, des massifs moins importants de roches éruptives récentes, et, d'après Botella, le petit rocher de schistes anciens qui se termine au cap de Palos, à l'est de Carthagène, est séparé du continent par une série de collines également volcaniques. Les petits récifs de la lagune Mar Menor, près de Carthagène, sont aussi formés de trachyte et de basalte[2].

Ainsi, tout le bord sud-est de la Péninsule, du cap de Gata au cap de Palos, est occupé par des formations volcaniques récentes. Ajoutons que, sauf aux environs de Lisbonne, aucune portion du littoral ibérique n'est exposée à de plus violents et à de plus fréquents tremblements de terre[3].

1. F. M. Donayre, *Datos para una Reseña fisica y geológica de la region S.-E. de la provincia de Almeria* (Bol. Com. Mapa geol. Esp., IV, 1877, p. 16-31). [Voir aussi A. Osann, *Ueber den geologischen Bau des Cabo de Gata* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XLIII, 1891, p. 323-345 et 688-722 et pl. XVIII-XX).]

2. F. de Botella y de Hornos, *Descripción geologica minera de las Provincias de Murcia y Albacete*, in-f°, Madrid, 1868; carte spéciale des environs de Carthagène, p. 43.

3. Il suffit de rappeler le tremblement de terre du 10 juin 1863, qui ébranla le bassin de la rivière Almanzora et qui fut suivi d'une longue période de trouble (C. de Prado, dans Perrey, *Tremblements de terre en* 1863, p. 139, 172 et suiv.). [Les tremblements de terre de 1884 sont encore présents à toutes les mémoires. Ils ont donné lieu à de nombreuses publications; voir en particulier *Mission d'Andalousie*, *Études relatives au tremblement de terre du* 25 *déc.* 1884, in-4°, 772 p., 42 pl. (Mém. présentés par divers savants à l'Académie des Sciences de l'Institut de France, XXX, n° 2, 1889). D'après la carte jointe à cet ouvrage, l'épicentre de ce séisme est allongé dans le sens de la chaîne bétique.]

A cette zone volcanique fait suite, vers l'intérieur, un massif schisteux très étendu. Le gneiss y est peu développé, et l'on y rencontre surtout des micaschistes à grenat, des schistes talqueux et argileux, ainsi que des couches de calcaire cristallin. Cette bande schisteuse débute à l'est par le petit massif déjà cité entre le cap de Palos et Carthagène, forme quelques percées au nord de cette ville et se poursuit vers le sud-ouest. Elle forme ensuite plusieurs grands anticlinaux dont l'axe est dirigé E.N.E.-W.S.W. Le premier de ces anticlinaux est la Sierra Alhamilla, le second, au nord du précédent, la grande Sierra de los Filabres[1]. Puis on rencontre la plus grande des voûtes de ce genre, la puissante *Sierra Nevada.* Celle-ci se compose, d'après Ansted[2] et R. von Drasche[3], d'un

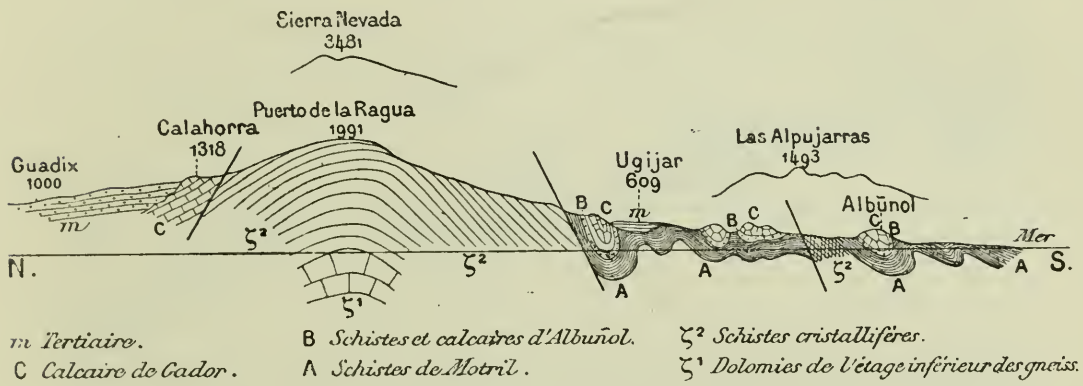


Fig. 49. — Coupe de la Sierra Nevada d'Espagne (d'après Barrois et Offret, *Mission d'Andalousie,* p. 95, fig. 4).

anticlinal simple qui augmente peu à peu de hauteur vers l'ouest pour se terminer brusquement. Elle est formée de micaschistes, de schistes argileux et de calcaires anciens (fig. 49). Gonzalo y Tarin a dernièrement décrit en détail cette grande masse schisteuse[4] et nous a montré qu'elle se continue au sud-ouest par l'âpre Sierra de Almijara, dans le voisinage de la côte[5].

1 Donayre, Mém. cité, p. 31-50; L. N. Monreal, *Apuntes fisicos y geologicos referentes a la zona central de la Provincia de Almeria* (Bol. Com. Mapa Geol., V, 1878, p. 54-76)

2. D. T. Ansted, *On the geology of Malaga and the Southern Part of Andalusia* (Quart. Journ. Geol. Soc., XV, 1859, p. 588).

3. R. von Drasche, *Geologische Skizze des Hochgebirgstheiles der Sierra-Nevada* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXIX, 1879, p. 93-111, avec carte).

4. D. Joaq. Gonzalo y Tarin, *Reseña fisica y geologica de la Provincia de Granada* (Bol. Com. Mapa geol., VIII, 1881, surtout p. 13 et suiv., pl. A). [Voir pour plus de détails Barrois et Offret, *Mémoire sur la constitution géologique du Sud de l'Andalousie, de la Sierra Tejeda à la Sierra Nevada* (*Mission d'Andalousie*, p. 79-169).]

[5. En grande partie triasique et formée de dolomies, d'après Barrois et Offret (Mém. cité, p. 85). Les terrains anciens se continuent par la Sierra Tejeda et les monts de Velez-Malaga, jusqu'à l'ouest de Pizarra.]

Entre la partie sud-est de la Sierra Nevada et la mer s'élève, à l'ouest d'Almeria, la Sierra de Gador, réputée pour ses minerais de plomb et de zinc, et qui n'est autre chose qu'un paquet isolé d'assises triasiques[1].

La zone de schistes anciens s'étend plus loin encore; on la suit dans la province de Malaga jusqu'au-dessus de Marbella[2], où apparaît un grand massif de serpentine accompagné de gneiss, de granite et de schistes cristallins. Ce massif se bifurque au nord-est, ainsi qu'il résulte de la description détaillée donnée par Mac Pherson, forme de ce côté une partie de la bordure de la Hoya (plaine) de Malaga et constitue au sud-ouest la portion la plus étendue, sinon la plus élevée de la *Serrania de Ronda* (fig. 50). Le massif

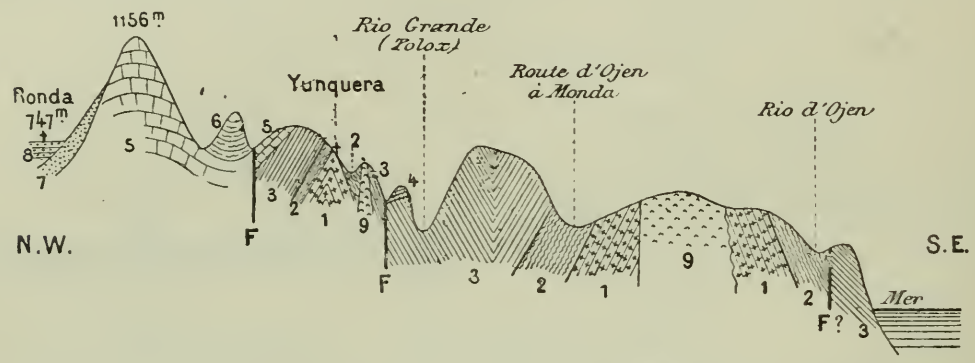


Fig. 50. — Coupe de la Serrania de Ronda (d'après Michel-Lévy et Bergeron, *Mission d'Andalousie*, p. 192, fig. 4).

1. Gneiss; 2. Micaschistes; 3. Schistes cambriens; 4. Permien; 5. Jurassique; 6. Crétacé; 7. Nummulitique; 8. Miocène; 9. Serpentine.

serpentineux se termine du côté de la mer par une pente assez raide; mais à Marbella une étroite bordure faillée de schistes et de dépôts secondaires a subsisté le long du littoral[3]. Une bande également sillonnée de failles et formée de dolomies très plissées, que l'on suppose paléozoïques, accompagne les roches anciennes de la Serrania de Ronda. Enfin, à l'ouest de Marbella, près de Manilba,

1. D Joaq. Gonzalo y Tarin, *Edad geologica de las Calizas metalliferas de la Sierra de Gador* (Bol. Com. Mapa geol., IX, 1882, p. 97-111). [Ces conclusions ont été confirmées par MM. Barrois et Offret, et même étendues aux dolomies de la Sierra Almijara (étage de Lentegi) à restes de *Megalodon* (Mém. cité, fig. 2 et p. 115).]

[2. Voir Michel-Lévy et Bergeron, *Étude géologique de la Serrania de Ronda* (*Mission d'Andalousie*, p. 171).]

[3. Voir la carte géologique de la partie de l'Andalousie éprouvée par le tremblement de terre du 26 déc. 1884 (*Mission française*, pl. II), par MM. Michel-Lévy, Bertrand, Barrois, Offret, Kilian et Bergeron, 1889. Sauf un petit lambeau triasique à l'est, près du Barrio de los Boliches, cette carte ne marque point de dépôts secondaires sur le littoral. Des schistes cambriens constituent une bande qui s'étend tout le long de la côte.]

la serpentine et les dolomies anciennes disparaissent définitivement dans le voisinage de la mer[1].

C'est à ces régions que se borne le domaine des terrains anciens dans la Cordillère bétique. On n'a jamais, jusqu'à présent, rencontré dans cette vaste zone schisteuse de restes organiques[2]; ce fait est d'autant plus remarquable que de Verneuil a, depuis de longues années déjà, signalé dans le voisinage et en face de la Cordillère bétique, sur le bord de la Meseta, par exemple près d'Alcaraz, dans la province de Murcie, la présence de fossiles siluriens. A cette bande schisteuse de l'Andalousie méridionale, qui rappelle à tant d'égards les terrains des Alpes, succède une zone de dépôts secondaires et éocènes, coupée de failles et fortement plissée[3].

Considérons d'abord le massif calcaire isolé de *Gibraltar*. A l'occasion de l'étude qu'ils ont faite de ce point, Ramsay et Geikie ont exploré récemment la portion de la côte d'Afrique située de l'autre côté du détroit. Ils y ont constaté, près de Ceuta, la présence déjà signalée de schistes argileux anciens plongeant vers l'ouest, et ils ont pu en outre se convaincre que la deuxième colonne d'Hercule, c'est-à-dire le Djebel-Mouça, au-dessus de Ceuta, correspond exactement, tant par la nature de la roche que par la direction des couches, au rocher de Gibraltar. Il y a lieu d'admettre par conséquent que la zone calcaire, probablement jurassique, que nous étudions en ce moment, passe d'Afrique en Europe. Le roc de Gibraltar lui-même, qui est coupé par une grande faille, a ses couches dirigées d'abord du S. au N., puis dans sa partie septentrionale, les assises s'infléchissent de plus en plus vers le N. E.[4].

En suivant cette dernière direction, l'on rencontre, à quelque distance, la zone septentrionale de la Serrania de Ronda, formée

1. J. Mac Pherson *Relacion entre las formas orograficas y la constitucion geologica de la Serrania de Ronda*, in-8°, 34 p. et carte, Madrid, 1881.

[2. MM. Barrois et Offret ont rencontré en 1885 des restes de *Megalodon* dans les dolomies de la Sierra Almijara, et ont pu séparer de la masse des dépôts anciens un système d'assises qu'ils rapportent au Trias (Mém. cité, p. 85).]

[3. Cette zone a été désignée par MM. Bertrand et Kilian (*Mission d'Andalousie*, p. 391) sous le nom de zone *subbétique;* elle joue par rapport à la zone ancienne un rôle analogue à celui que remplissent les chaînes *subalpines* à l'égard des chaînes *alpines*.]

4. A. C. Ramsay and J. Geikie, *On the Geology of Gibraltar* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, p. 513). La présence d'une espèce déterminée comme *Rh. concinna* a fait attribuer au Jurassique le calcaire de Gibraltar. Les schistes et les grès qui lui sont superposés à l'ouest à S. Roque et à Algésiras et qui apparaissent aussi le long de la grande faille du Rocher de Gibraltar sont probablement la suite du Crétacé inférieur et du Flysch des environs de Tanger. [« La collection de Verneuil, à l'École des mines de Paris, renferme une série de Rhynchonelles et des débris d'Ammonites de Gibraltar. Ce sont plutôt des espèces liasiques; la Rhynchonelle n'est pas la *Rh. concinna*. » (W. Kilian).]

également de calcaires mésozoïques et de dépôts éocènes. Cette bande, que bordent vers le sud les terrains primitifs ou paléozoïques, mentionnés plus haut, présente des plissements énergiques et une série de failles longitudinales. La Serrania de Ronda a fait l'objet, de la part de Mac Pherson[1], de plusieurs mémoires instructifs; on y voit pour la première fois exprimée l'opinion que la chaîne du Nord de l'Afrique doit son existence à une poussée dirigée vers le sud ou le sud-est et non à un déplacement des masses vers le nord[2].

On doit considérer la Cordillère bétique comme une chaîne plissée par l'effet d'une poussée ayant agi vers le nord ou le nord-ouest. « Les imposants phénomènes de plissement, les fractures et la structure dissymétrique qui dominent dans tous les chaînons de la Cordillère bétique semblent, dit Mac Pherson, résulter simplement de l'énergique poussée latérale qui a dû comprimer une partie de l'écorce terrestre contre la masse rigide du plateau central de l'Espagne[3]. »

La présence de failles qui traversent la Serrania de Ronda et qui paraissent avoir eu pour effet de produire, entre les zones fortement plissées de cette chaîne, des contacts très anormaux, n'a rien qui contredise cette conception, indiquée nettement, du reste, par la répartition des terrains en grand. Les observations faites plus au nord-est confirment encore cette manière de voir. Tel est le cas en particulier pour la coupe de la Sierra de Abdalajis, au nord d'Alora (province de Malaga) qu'a publiée Orueta[4]. Il y a là une bande de terrains secondaires dirigée E. N. E.; elle passe dans les provinces de Lorca et de Murcie, au nord de ces villes et, malgré de fréquentes interruptions formées par des plaines néogènes, elle atteint la mer dans la province d'Alicante.

La zone septentrionale la plus extérieure de la Cordillère bétique est bordée dans les vallées du Guadalète et du Guadalquivir par des assises tertiaires fortement plissées; plus au nord, ces

1. Mac Pherson, *Breve noticia acerca de la especial estructura de la Peninsula Iberica* (Ann. de la Soc. Esp. de Hist. Nat., VIII, 1879 p. 1-26); *Estudio geologico y petrografico del Norte de la Provincia de Sevilla* (Bol. Com. Mapa geol., VI, 1879, en particulier p. 156-172); *Predominio de la estructura uniclinal en la Peninsula Iberica* (Ann. de la Soc. Esp. de Hist. Nat., IX, 1880, p. 465-494). [Voir le mémoire de MM. Michel-Lévy et Bergeron, cité plus haut.]

2. Mac Pherson, *Estructura uniclinal*, p. 487.

3. Mac Pherson, *Sevilla*, p. 171.

4. Dom. de Orueta, *Bosquejo fisico geologico de la region septentrional de la Provincia de Malaga* (Bol. Com. Mapa geol., IV, 1877, pl. D). Cette coupe a été levée à nouveau et avec plus de détails par MM. Bertrand et Kilian en 1885 (*Mission d'Andalousie*, p. 539); on y voit bien les contacts anormaux et les plis mouvementés si fréquents dans la zone subbétique.]

couches disparaissent à leur tour sous la plaine alluviale du Guadalquivir, elle-même dominée du côté du nord, près de Séville, par le bord abrupt de la Sierra Morena et de la Meseta centrale.

En résumé, on rencontre donc dans cette partie de la péninsule ibérique, en s'éloignant de la Méditerranée pour se diriger vers l'intérieur des terres, d'abord une suite de formations volcaniques récentes, qui s'étend du cap de Gata au cap de Palos, puis une bande dirigée E. N. E. de schistes anciens[1] comprenant le massif de serpentine de la Serrania de Ronda et les roches anciennes qui l'accompagnent. L'élément le plus remarquable de cette zone est la Sierra Nevada; elle s'étend de Malaga au cap de Palos. Puis vient une zone de calcaires mésozoïques et de dépôts éocènes[2] qui se poursuit du rocher de Gibraltar, où nous avons signalé une forte inflexion des couches, par la partie septentrionale de la Serrania de Ronda et la Sierra de la Sagra jusque dans la province d'Alicante[3]. Plus en dehors encore s'étendent les dépôts tertiaires plissés de la plaine du Guadalquivir; enfin vient le fleuve lui-même, et de l'autre côté se dresse la Meseta.

Nous avons ici, à quelques différences locales près, la même succession de zones que dans le Nord de l'Afrique[4], dans l'Apennin et dans les Carpathes. La chaîne bétique tourne vers la Méditerranée son bord interne effondré, le long duquel se sont fait jour des éruptions volcaniques; son bord externe plissé est tourné vers la Meseta.

Cette chaîne a-t-elle, ainsi qu'on l'a plusieurs fois supposé, sa continuation dans les Baléares? Je n'oserais l'affirmer, malgré les excellents travaux dont ces îles ont fait l'objet, leur structure étant excessivement compliquée[5].

E. — DISPOSITION DES LIGNES DIRECTRICES

En présence des analogies de structure si remarquables qu'offrent toutes ces chaînes, et des inflexions répétées que montrent

[1. La zone bétique proprement dite.]

[2. La zone subbétique.]

[3. R. Nicklès a récemment décrit, dans cette province, des chaînons calcaires plissés qui continuent plus à l'est la zone subbétique (*Études géologiques sur le Sud-Est de l'Espagne*, in-8°, 10 pl. et cartes, thèse de doctorat, et Annales Hébert, n° 1, Paris, 1891).]

[4. Il convient de rappeler que le faciès de la plupart des dépôts sédimentaires est également très constant dans toute la région tyrrhénienne, surtout pour le Jurassique et le Néocomien (Bertrand et Kilian, Mém. cité, p. 465-467). Or cette région tyrrhénienne correspond à la plus grande partie de la zone de plissements étudiée dans ce chapitre.]

[5. H. Nolan a montré que, dans les Baléares, les plis, dirigés d'abord N.-S. à

les plis qui les constituent, on éprouve le désir de faire abstraction des déviations secondaires, et d'en dégager les directions dominantes.

Ces directions dominantes formeront ce qu'on pourrait appeler les *lignes directrices* des plissements dans l'Europe méridionale. Les chaînes plissées que nous venons d'étudier ont été groupées, on le sait, sous le nom de *Système alpin*. Nous avons essayé d'en

Fig. 51. — Schéma des lignes directrices du système alpin.

donner, dans la figure 51, un tracé très simplifié et quelque peu grossier.

Le Jura[1] décrit un arc de cercle tournant sa convexité vers le nord-ouest; son extrémité méridionale est nettement plus rapprochée des Alpes que sa terminaison nord-est; les plis y ont été refoulés vers l'extérieur.

Quant aux Alpes[2], elles commencent près de Gênes; l'ensemble

Minorque, s'infléchissent progressivement vers le S.W. à Majorque, pour finir par être presque E.-W. à Iviza, en face des derniers chaînons de la côte espagnole; aussi n'hésite-t-il pas à y voir le prolongement extrême de la zone subbétique vers l'orient (*Structure géologique d'ensemble de l'archipel baléare*, Bull. Soc. Géol. de Fr.. 3e sér., XXIII, 1885, p. 76-91, et Travaux du Laboratoire de Géol. Fac. Sc. Grenoble, III, 1894, p. 29-44).]

[1. Voir le *Dictionnaire géographique de la France* de P. Joanne, III, 1894, article *Jura*, où se trouve reproduit un schéma des lignes tectoniques de la chaîne dû à E. Haug. E. Jourdy (Mém. cité) a indiqué avec précision, dès 1872, l'origine alpine du plissement jurassien et défini les influences (action des « môles » anciens) qui en ont déterminé la forme.]

[2. Voir Fr. Noë, *Geologische Uebersichtskarte der Alpen*, Wien, Ed. Hölzel, 1890, avec notice de Ed. Suess; voir aussi les schémas des lignes directrices donnés pour les Alpes Françaises par M. Bertrand (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXII, pl. VI, 1894); Termier, *Étude sur la constitution géol. du massif de la Vanoise* (Bull. Serv. Carte géol. de la France), t. II, n° 20, 1892, p. 5); *Le massif des Grandes-Rousses* (Ibid., t. VI, n° 40, 1894, p. 116); *Sur la tectonique du massif du Pelvoux* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér.,

de leurs plis se maintient en dedans de l'arc jurassien et forme une courbe à direction d'abord N.-S., puis s'infléchissant graduellement vers l'est. On a tracé sur la figure plusieurs lignes directrices concentriques indiquant l'existence dans cette région d'un faisceau de chaînes successives. La plus septentrionale de ces lignes se continue en contournant l'extrémité méridionale du massif de la Bohême et forme l'arc des Carpathes, qui empiète sur une partie des Sudètes et de la Plate-forme Russe. Ici encore, la poussée semble avoir été constamment dirigée vers l'intérieur de la courbe : d'abord vers l'ouest et le nord, comme dans le Jura, puis se transformant peu à peu en un mouvement vers le nord-ouest en Moravie, vers le nord en Galicie, enfin vers l'est et le sud-est en Moldavie et en Valachie.

Une autre ligne directrice prend naissance dans les Alpes, passe le long du lac Balaton et se dirige vers le nord-est; c'est l'axe de la petite chaîne du centre de la Hongrie; la poussée a eu lieu ici vers le nord-ouest.

En Transylvanie, nous trouvons sur notre dessin un fragment d'arc de cercle situé à l'intérieur du coude que décrit la rivière Maros et tournant sa convexité vers le sud-est. C'est le bord des « Monts Métalliques » de Transylvanie. Ici encore, l'effort orogénique est dirigé vers l'extérieur, c'est-à-dire vers l'est, le sud-est et le sud.

Les dernières observations de Toula dans la portion occidentale des Balkans[1] indiquent une structure si complexe, qu'il me paraîtrait téméraire d'étendre dès à présent à cette chaîne les conclusions que nous venons de formuler [2].

L'Apennin paraît débuter dans le golfe de Gênes par une courbe convexe vers le nord; ensuite la chaîne prend la direction sud-est, la poussée étant au nord-est.

En Sicile, nous avons marqué une ligne sensiblement est-ouest

XXIV, 1896, pl. XXV); Kilian, *Description géologique de la montagne de Lure*, in-8°, Paris, 1888, fig. 54; Haug, *Chaînes subalpines entre Gap et Digne* (Bull. Serv. Carte géol., t. III, n° 21, 1891, fig. 20, p. 185); *Hautes chaînes calcaires de Savoie* (Ibid., t. VII, n° 47, 1895, pl. VI); Zürcher, *Région de Castellane* (Ibid., t. VII, n° 48, 1895, pl. I); L. Bertrand, *Étude géol. du Nord des Alpes-Maritimes* (Ibid., t. IX, n° 56, 1896, pl. 1); P. Lory, *Sur la tectonique du Dévoluy et des régions voisines* (C. R. Acad. Sc., CXXIII, 1896, p. 383-387, carte); voir en outre Fraas, *Scenerie der Alpen*, in-8°, Leipzig, 1892, pl. III et VIII, et Em. Haug, *Contribution à l'étude des lignes directrices de la chaîne des Alpes* (Annales de Géogr., V, 1896, p. 167-178, pl. V) pour l'ensemble de la chaîne, et Diener, *Der Gebirgsbau der Westalpen*, in-8°, Wien, pl. I et II, 1891, pour les Alpes Occidentales.]

1. F. Toula, *Grundlinien der Geologie des Westlichen Balkan* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XLIV, Abth. 2, 1881, p. 1-56, pl. I-IV, carte).

[2. Voir sur cette question, ci-dessous, chapitre VIII, p. 643 et suiv.]

pour indiquer la chaîne dont le noyau cristallin, continuant les montagnes de la Calabre, occupe l'extrémité nord-est de l'île. La poussée est ici dirigée vers le sud.

On retrouve sans peine la suite de ce tronçon dans la ligne W.S.W. du Nord de l'Afrique, qui, à l'occident, s'infléchit vers le nord. Les plis y sont refoulés d'abord vers le sud, puis, à partir du point d'inflexion, ils se déversent de plus en plus vers l'ouest.

Près des colonnes d'Hercule, la courbe passe en Europe et semble relier d'une façon complète les plis du Nord de l'Afrique à ceux de la cordillère bétique.

La ligne directrice de cette cordillère est dirigée E.N.E.[1], la poussée est tournée vers le N.N.W.

Nous venons de passer en revue les principaux axes de plissements situés au sud de la série des môles anciens, échelonnés de la Meseta ibérique à la Plate-forme Russe, et que l'on peut considérer comme jalonnant la limite septentrionale du système des Alpes. Mais il existe dans le domaine alpin, défini de la sorte, des masses en quelque sorte étrangères et d'une structure particulière, comme le massif serbo-croate sur lequel Mojsisovics a dernièrement attiré l'attention. Si l'on veut faire rentrer également les Pyrénées[2] dans le groupe des chaînes alpines, on obtient une longue ligne orientée à peu près W.N.W.-E.S.E., le long de laquelle la poussée doit être considérée comme ayant agi du S. S. W. au N. N. E.[3].

On obtient ainsi une série de lignes qui affectent une disposition tournante tout à fait particulière, et qui, sauf les Pyrénées, indiquent toutes des poussées dirigées dans le même sens. Le centre de ce tourbillon serait situé au sud-ouest de Gênes[4].

[1. Voir le schéma des plis d'une partie de la zone subbétique donné par MM. Bertrand et Kilian, *Mission d'Andalousie*, fig. 36, p. 535.]

[2. C'est ce qu'a essayé de faire M. Bertrand, et ses belles études sur la Provence lui ont fourni des arguments très sérieux en faveur de ce raccordement. Emm. de Margerie (Bull. Serv. carte géol. de France, n° 17, 1890) a cherché à confirmer cette manière de voir par l'étude des Corbières. Voir aussi M. Bertrand, *Les lignes directrices de la géologie de la France* (Revue générale des Sciences, V, 1894, p. 665-682), et le schéma publié en 1888 par W. Kilian (*Montagne de Lure*, p. 399), qui montre l'inflexion d'une partie des plis subalpins (faisceau *ardescien*, Haug) vers le Rhône qu'ils traversent près de Montélimar pour gagner le Languedoc par l'Uzégeois.]

[3. Les Pyrénées ont, comme les chaînes alpines, leurs plis et leurs phénomènes de recouvrement. Voir Emm. de Margerie et F. Schrader, *Aperçu de la structure géol. des Pyrénées* (Ann. Club alpin français, XVIIIe année, 1891, p. 557-619, cartes, 1892).]

4. H. Habenicht, *Die Grundzüge im geologischen Baue Europa's*, in-8°, Gotha, 1881. Nous mentionnons cet ouvrage parce qu'il renferme (carton n° 3) la première tentative qui ait été faite, à notre connaissance, pour représenter sur une carte les lignes de plissements du système alpin. Cet essai est, il est vrai, bien incomplet et rendu particulièrement erroné par la manière dont l'auteur conçoit la chaîne de l'Apennin.

En ce qui concerne les représentants européens du système alpin, on n'y signale, sauf quelques exceptions insignifiantes, appartenant aux extrémités des chaînes, que des plissements résultant de poussées vers le nord-ouest, le nord ou le nord-est. Mais en Sicile déjà les choses ne se passent plus de même, et si l'on fait rentrer dans ce système la chaîne du Nord de l'Afrique, le tableau se modifie complètement.

La manière dont ces grandes courbes ont été tracées demande quelques explications. En raison de la continuité du contour externe de la plupart de ces chaînes et à cause des nombreuses interruptions que subissent les zones internes, nous nous sommes servi, pour établir les courbes directrices, de la direction des couches dans le milieu environ de la zone mésozoïque plissée, et nous avons également tenu compte des contours externes. Il résulte de cette manière de procéder que, par exemple, le grand décrochement qui semble exister à l'intérieur des Alpes, au nord-est du cours supérieur du Tessin, n'apparaît pas sur notre schéma. Nous en dirons autant pour la ligne directrice de l'Apennin, qui a été exclusivement tracée d'après la bordure de la chaîne. Dieulafait a fait connaître toute l'étendue qu'occupe en Corse la bande rhétienne, et Lotti a montré que les serpentines de cette île ne sont pas moins anciennes que celles des Alpes Maritimes et de la Ligurie; ce dernier auteur considère même ces serpentines comme la continuation de celles des Alpes, qui se poursuivraient jusqu'à l'île d'Elbe et peut-être même jusqu'à Giglio et au Monte Argentario. Ces résultats ont contribué à accréditer l'hypothèse qu'il fallait rechercher en Corse la véritable continuation du massif ancien de la Calabre[1].

Sans vouloir anticiper sur de nouvelles recherches, je ferai remarquer que les contours de l'Apennin ne s'accordent pas avec une pareille hypothèse. Il semble au contraire, dans l'état actuel des observations, qu'on ait affaire en Corse aux fragments d'un chaînon autonome venant se rattacher au bord interne de la chaîne principale[2];

1. Hollande, *Géologie de la Corse* (Ann. des Sciences géol., IX, 1877, art. 2, 114 p., pl. VIII-XII); Dieulafait, *Serpentines de la Corse, leur âge et leur origine* (C. R. Acad. Sc., XCI, 1880, p. 1000-1003); H. Reusch, *Note sur la géologie de la Corse* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XI, 1882, p. 56-67); B. Lotti, *Appunti geologici sulla Corsica* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, 2a ser., IV, 1883, p. 65-73).

[2. Sur la liaison de la Corse et de la Sardaigne avec les Alpes et les Apennins, voir F. Virgilio, *La collina di Torino in rapporto alle Alpi, all' Apennino ed alla pianura del Po*, in-8°, Torino, 1895, carte schématique; C. de Stefani, *Divisione delle Montagne Italiane* (Boll. del Club alpino ital., XXVI, 1892, carte); F. Sacco, *Les rapports géo-tectoniques entre les Alpes et les Apennins* (Bull. Soc. belge de géol., IX, 1895, p. 33-49, carte).]

mais, même dans le cas où cette nouvelle manière de voir viendrait à être confirmée, la courbe que nous avons tracée, en nous servant de la direction des couches dans les zones externes, n'en serait que peu modifiée[1].

Ce que nous venons de dire au sujet de la Corse rend d'autant plus remarquables les constatations faites en Sardaigne. Cette île possède en effet, à un degré de plus en plus net, les caractères d'une région extra-alpine. Bornemann a rencontré dans le Sud-Ouest de l'île des assises transgressives de Trias à faciès extra-alpin[2], me paraissant rappeler beaucoup les lambeaux de grès rouges discordants de la Meseta ibérique[3]

On voit donc que plusieurs questions de la plus haute importance pour l'histoire du bassin de la Méditerranée occidentale demeurent encore ouvertes. —

Il nous reste à insister sur deux points importants : le premier est l'analogie frappante qui existe entre le *bassin de la Méditerranée occidentale*[4] et la *plaine hongroise.* Chacune de ces deux régions occupe l'intérieur d'une des grandes courbes décrites par les zones de plissements, et chacune est entourée d'une série d'effondrements plus ou moins importants, jalonnés par des volcans et empiétant à des distances variables sur la ceinture de calcaires mésozoïques ou sur la ceinture de Flysch, plus ou moins distinctes l'une de l'autre, qui constituent le bourrelet marginal.

En second lieu, il est certain que, malgré l'âge évidemment récent des grands mouvements orogéniques qui en ont affecté certaines parties, le système que nous venons de décrire n'appartient pas dans sa totalité à une époque récente[5]. On y constate en effet, dans les points où les assises anciennes sont venues au jour, des *transgressions* qui rappellent à beaucoup d'égards les trangressions des horsts de l'avant-pays.

1. C. J. Forsyth-Major, *Die Tyrrhenis* (Journal Kosmos, VII, 1883, p. 104).

[2. Voir aussi C. de Stefani, *Cenni preliminari sui terreni mesozoici della Sardegna* (Rendic. d. R. Ac. dei Lincei, 10 maggio 1891).]

3. G. Bornemann, *Sul Trias nella parte meridionale dell' isola di Sardegna* (Boll. Com. R. Geol., 2ª ser., II, 1881, p, 267-275, 2 pl.).

[4. On a souvent désigné cette portion de la Méditerranée sous le nom de *région tyrrhénienne.*]

[5. C'est ce qu'ont fait voir en particulier les travaux de MM. Frech pour les Alpes Carniques; Rothpletz, pour les chaînes bavaroises; C. Schmidt, pour la Suisse (*Zur Geologie der Schweizer Alpen*, 1889); Diener (*Gebirgsbau der Westalpen*, 1891); Kilian (*Notes sur l'histoire et la structure des chaînes alpines*, 1891); E. Haug (*Chaînes subalpines entre Digne et Gap*, 1891; *L'Origine des Préalpes Romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie* (Arch. des Sc., 6ᵉ sér., XXXII, Genève, 1894, p. 154-173); Michel-Lévy, *Massif du Mont-Blanc* (Bull. Service Carte géol., nº 9, 1890), et Termier, *Grandes Rousses* (Ibid., nº 40, 1894), pour les Alpes Françaises.]

Le Crétacé moyen et l'Oligocène marquent deux importantes phases de transgression dans l'Allemagne extra-alpine. Or, en Carinthie et à l'ouest de Gratz, des dépôts crétacés recouvrent directement le Dévonien et même des terrains plus anciens. En Carinthie et en Carniole, des sédiments oligocènes de l'âge des couches de Sangonini et de Castel Gomberto empiètent sur le domaine des calcaires triasiques et des schistes cristallins. Au col du Chaberton, dans les Alpes Cottiennes, on rencontre, au milieu de terrains très anciens, des calcaires crétacés[1]. Près de Gênes, une grande masse de Flysch oligocène repose sur les roches granitiques; des lignites à *Anthracotherium magnum*, eux-mêmes inférieurs au Flysch, sont près de Savone en superposition immédiate au granite[2]. J'ai cité déjà les transgressions de l'Est de la Calabre et les dépôts cénomaniens à faciès africain débordant sur le granite dans le Nord-Est de la Sicile[3]; enfin le Flysch[4] s'étend en partie sur le massif de Kabylie.

Il arrive aussi de rencontrer, à l'intérieur de ces grandes courbes, des régions isolées où ces transgressions sont également visibles. C'est ainsi que le long du bord interne effondré des Carpathes, dans les îlots de gneiss et de micaschistes qui apparaissent dans le Nord-Ouest de la Transylvanie, au sud des montagnes trachytiques de Nagy-Banya, la transgression débute par des lambeaux de Craie supérieure[5]. En Croatie, puis aux environs de Fünfkirchen et dans plusieurs localités du Sud de la Hongrie, une série de carac-

[1. W. Kilian a fait remarquer en 1892 (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XIX, p. 618) tout ce que la présence du Crétacé au Chaberton a d'hypothétique. En 1894, A. M. Davies et J. W. Gregory (Quart. Journ. Geol. Soc., L, 1894, p. 303-310) ont affirmé de nouveau l'existence du Crétacé au Clot-des-Morts, près du col de Chaberton, au nord-ouest de Cézanne, mais sans en donner d'autre preuve que la présence d'un polypier; ces auteurs citent comme devant également appartenir au Crétacé les calcaires de Dorgentil (Savoie), qui sont liasiques (*Zeilleria numismalis*, etc.).]

[2. Les travaux les plus récents ont clairement démontré l'existence de *dislocations prénummulitiques* d'une certaine intensité dans les Alpes Occidentales. Ces dislocations avaient été indiquées en plusieurs points par Ch. Lory (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., X, p. 144); leur importance et leur généralité ont été démontrées depuis par MM. Kilian, P. Lory, Haug, L. Bertrand, etc. Ces mouvements ont eu lieu entre le Sénonien et l'Eocène supérieur (Kilian, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XIX, 1891, p. 631).]

[3. L'existence de mouvements orogéniques antésénoniens, admise pour les Alpes Orientales et indiquée dans certaines régions des Alpes Françaises (Dévoluy) par Ch. Lory, a été récemment mise en lumière par P. Lory (C. R. Acad. Sc., CXXIII, 1896, p. 383-387). D'autre part, il existe dans les Alpes Françaises des dislocations pré-oligocènes (post-nummulitiques); voir Zürcher, *Note sur la structure de la région de Castellane* (Bull. Service Carte géol., n° 48, t. VII, 1895).]

[4. Il en est de même dans la chaîne bétique (Bertrand et Kilian, *Mission d'Andalousie*).]

5. C. Hofmann, *Bericht über die im Sommer im südöstl. Theile des Szathmárer Comitates ausgeführten geologischen Specialaufnahmen* (Földtani Közlöny, XIII, 1883, p. 106).

tères essentiellement extra-alpins attirent de même l'attention.

Le fait même de ce retour de certaines transgressions[1] dans l'espace circonscrit par les grandes lignes directrices des chaînes de montagnes, et même dans les zones anciennes de ces chaînes elles-mêmes, comme en Carinthie et en Sicile, est d'une grande importance. On ne pourra pleinement en apprécier la portée qu'en comparant le système alpin à d'autres chaînes.

Les lignes directrices alpines ne sont pas absolument sans analogues ailleurs. On retrouve une disposition assez semblable, autant que permettent de l'affirmer nos connaissances actuelles, dans l'encadrement montagneux de la mer des Antilles.

Il y a lieu, maintenant, de rechercher comment sont disposées les lignes directrices des autres grandes chaînes. Mais, avant d'aborder cette tâche, il nous reste à examiner le grand bassin d'affaissement dont la mer Adriatique occupe le fond. Ce bassin, bordé de grandes failles que le refoulement a renversées en dedans, empiète sur les Alpes jusqu'au delà du lac d'Idro, jusqu'à Meran et jusqu'à Idria; et son rôle, au point de vue des rapports existant entre les Alpes et les chaînes dinariques (qui ne figurent pas sur notre schéma), a été considérable.

[1. Dans les régions française et suisse, des faits de ce genre ont été utilisés par E. Haug pour reconstituer toute une série de plis anciens (géosynclinaux et géanticlinaux) et en suivre le développement progressif jusqu'à l'époque des grands mouvements alpins (Mém. cités). Voir aussi A. de Grossouvre, *Sur les relations entre les transgressions marines et les mouvements du sol* (C. R. Acad. Sc., CXVIII, 1894, p. 301-303). M. Zürcher a fait la même restauration pour les environs de Castellane (Bull. Serv. Carte Géol. de la Fr., n° 48).]

CHAPITRE III

L'AFFAISSEMENT DE L'ADRIATIQUE [1]

L'Adamello. — La ligne giudicarienne. — Les fractures de la Cima d'Asta. — Région entre la Giudicaria et la fracture de Schio. — Dislocations au nord des fractures de la Cima d'Asta. — Les fractures de la Drave et du Gail. — Les fractures dinariques ou fractures du Karst. — Élargissement récent de la mer Adriatique. — Résumé général [2].

Une courbe homogène et continue marque, disions-nous, le bord septentrional des Alpes; on peut la suivre facilement, même aux endroits où, dans la Basse-Autriche et en Moravie, des parties de la bordure externe se sont affaissées; le bord septentrional des Carpathes correspond au prolongement de cette même courbe continue.

On a souvent signalé le contraste qui existe entre le bord externe de la chaîne des Carpathes et son bord interne, fracturé et accompagné de grands épanchements volcaniques; mais le contraste que présentent la bordure septentrionale et la bordure méridionale des Alpes n'est guère moins frappant, et il est tel que l'on se demande souvent, même pour de grandes longueurs, où l'on doit faire passer le bord méridional.

Si nous montons de grand matin sur le dôme de Milan, nous apercevons un merveilleux cercle de cimes neigeuses, qui entoure la riche plaine du Piémont et s'étend depuis les Alpes Maritimes, à gauche, jusqu'au large massif du Mont-Rose, sur la droite, et même au delà. Ici, il est vrai, le bord méridional des Alpes est nettement dessiné, mais c'est aussi dans cette partie que la différence entre les roches du versant septentrional et celles du versant méridional

[1. Traduit par E. Haug.]

[2. Voir, pour tout ce chapitre, la *Geologische Übersichtskarte der Alpen* de F. Noë, 1 : 1.000.000. Wien, 1890.]

est la plus accusée. Ce grand demi-cercle est constitué par des roches anciennes, et B. Studer savait, il y a longtemps déjà, qu'il correspond au bord faillé d'un vaste champ d'affaissement, recouvert par les alluvions de la plaine lombarde et dont les collines isolées de la Superga, au sud de Turin, avec leurs couches inclinées vers le sud, peuvent tout au plus être considérées comme un fragment.

Ce n'est qu'à partir du lac Majeur que l'on voit une bordure de couches secondaires et tertiaires acquérir une certaine importance sur le bord méridional de la chaîne. Si nous considérons sa limite extérieure comme le bord des Alpes, nous nous dirigerons par Côme et Bergame vers Brescia; à l'est de cette dernière ville, nous nous demandons avec hésitation si nous devons suivre les collines dénudées qui sont constituées par du Lias inférieur et limitent la plaine vers le nord-est jusqu'à Salo, sur le lac de Garde. Nous ne les suivons pas, mais nous continuons dans la direction E.S.E., marquée par les villes de Côme, Bergame et Brescia; nous sommes amenés ainsi à Vérone, en passant au sud du lac de Garde; mais maintenant le tracé du bord des montagnes passe de plus en plus de la direction E.S.E à la direction S.E., et nous arrivons ainsi à Este, à l'extrémité méridionale des monts Euganéens. Mais où se trouve plus loin la continuation du bord alpin? En d'autres termes, les villes de Padoue et de Trévise et toute la dépression vénitienne, de Vicence à Goritz, sont-elles réellement situées à l'intérieur des Alpes?

L'Adamello. — Pénétrons dans les Alpes elles-mêmes et visitons d'abord le massif de l'Adamello, qui est constitué par du granite et de la tonalite et s'élève au nord du lac d'Idro, sur les confins du Tyrol et de la Lombardie, entre la vallée de Giudicaria, à l'est, et le val Camonica à l'ouest. A l'est de Cedegolo, les roches sédimentaires échancrent si profondément le massif granitique sur ses deux versants et en restreignent à tel point la largeur qu'il y a plutôt lieu de distinguer deux régions granitiques réunies par une bande étroite. La région méridionale est la moins élevée et la moins étendue et comprend le Ré di Castello (2 879 mètres), la Cima di Danerba (2 844 mètres), le Corno Busecca (2 660 mètres), etc., tandis que l'Adamello (3 547 mètres), le Caré Alto (3 461 mètres), les névés et les glaciers au nord du Val di Fumo, puis, plus au nord, la Cima Presanella (3 561 mètres) et son entourage constituent la région septentrionale.

J'ai déjà indiqué plus haut que les calcaires triasiques présentent sur le bord de ces massifs granitiques des phénomènes de contact volcanique comparables à ceux de Predazzo (p. 206).

J. Trinker, qui a rendu tant de services à la géologie du Tyrol, constatait, dès 1846, en explorant le versant oriental de ces montagnes, que le calcaire « est transformé en formations cristallines dans les points où il se trouve en contact avec des roches plutoniques », comme par exemple dans le Val di Breguzzo et dans le Val di Daone, et, dans cette dernière vallée, il citait la présence du grenat associé au calcaire [1]. Peu de temps après, Escher, qui avait atteint en venant de l'ouest le bord du granite, décrivait au Lago d'Arno, au-dessus de Cedegolo, dans une vallée latérale du Val Saviore, une « bande de roches très particulières, qui rappellent en partie d'une manière frappante les formations de silicates des blocs de la Somma, dans les tufs de Naples, ou les phénomènes de contact du Monzoni [2] ». Curioni, Ragazzoni, Bittner ont décrit certaines parties de cette bordure si remarquable [3], mais les indications les plus détaillées ont été fournies par Lepsius [4] et Stache [5].

Lepsius a suivi dans le sud-est la zone de contact sur une longueur de 15 kilomètres, il a mis hors de doute l'âge triasique des bancs calcaires transformés en marbre, il a signalé en bien des points la présence fréquente du grenat, de la vésuvienne, de l'épidote, de la wollastonite et d'autres minéraux caractéristiques et a reconnu, enfin, que la tonalite constitue la source de la transformation. Il n'en attribua pas moins à cette roche un âge archéen et fut amené au résultat qu'elle a été soulevée, en se comportant d'une manière passive, depuis des profondeurs « où elle possédait une température propre, insuffisante pour amener sa fusion ou lui don-

1. J. Trinker, *Bericht über die im Sommer* 1846 *vorgenommene geogn. mont. Reise in Südtirol* (Bericht über die IX. Generalversammlung des Vereines zur geogn. mont. Durchforschung von Tirol und Vorarlberg, in-8°, Innsbruck, 1847, p. 9, 17).

2. Escher, dans B. Studer, *Geologie der Schweiz*, I, 1851, p. 294.

3. Curioni a surtout décrit la partie méridionale, en particulier l'échancrure de la tonalite vers Blumone et le col menant dans la vallée du Leno, puis le Lago di Campo; Ragazzoni a passé le col della Forcellina; G. Curioni, *Ricerche geologiche sull' epoca dell' emersione delle Rocce sienitiche* (*Tonalite*) *della Catena dei Monti dell' Adamello* (Mem. Ist. Lomb., XII, 1873, p. 341-360). A remarquer les coins de schistes, de calcaires et de grenatites dans la tonalite, décrits dans ce travail.

4. R. Lepsius, *Das Westliche Südtirol*, in-4°, Berlin, 1878, en particulier p. 67-77, 148-152, 189, 191-229, 334, 336, etc.; voir aussi Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1879, p. 339-343.

5. G. Stache, *Die Umrandung des Adamellostockes und die Entwicklung der Permformation zwischen Val Buona, Giudicaria und Val Camonica* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1879, p. 300-310); *Aus den Randgebieten des Adamello* (Ibid., 1880, p. 252-255); et dans d'autres publications.

ner l'état plastique, mais suffisante pour produire le métamorphisme de contact »[1].

Stache a étudié les formations de contact sur de bien plus grandes longueurs et a suivi le contact lui-même dans toutes les échancrures qu'il forme dans le massif granitique ou tonalitique, sur le bord sud-est, sud et ouest. Dans sa dernière publication relative à ce sujet, il a reconnu, sur le bord occidental et très loin vers le nord, que des roches considérées comme beaucoup plus anciennes étaient en réalité des produits résultant du métamorphisme du *Servino,* c'est-à-dire de la partie la plus inférieure du Trias. Il considère comme certain que, sur le pourtour est, sud et ouest du massif de l'Adamello, des périodes d'activité volcanique se sont répétées pendant les temps permiens et triasiques; d'autre part, les nombreuses intercalations, dans la zone de bordure, de masses dioritiques stratiformes analogues à des coulées, font considérer par Stache ces roches comme formées dans des conditions primitives anormales, avec « un faciès épicristallin ou même sub-volcanique ». En même temps, il fait remarquer avec raison que l'on n'a jamais rencontré le moindre galet de tonalite dans aucune des formations de conglomérats ou de brèches antérieures à la période glaciaire, pas même dans les couches puissantes de conglomérats permiens, si riches en galets de porphyre.

Les relations des couches sédimentaires avec le granite et la tonalite de l'Adamello sont absolument différentes de celles que l'on observe dans d'autres grands massifs centraux des Alpes entre les dépôts mésozoïques et les masses granitiques ou gneissiques. Sur le bord septentrional du massif du Finsteraarhorn, les formations triasiques et jurassiques sont plissées en grands synclinaux couchés, pincés dans le gneiss ou dans le granite, de manière à former des coins présentant la transformation bien connue du calcaire jurassique en marbre. Ce marbre est, il est vrai, recouvert sur les fissures ou sur les surfaces de glissement par un minéral vert, encore mal défini, analogue au talc, mais les silicates des contacts volcaniques, tels que le grenat, l'épidote, etc., n'ont jamais été rencontrés dans ces points d'action mécanique extrême.

Bien que, à l'Adamello, les couches triasiques pénètrent en échancrures profondes dans la région de la tonalite, surtout au point d'étranglement maximum du massif, à l'est de Cedegolo, et bien que la limite des deux roches ne soit à peu près rectiligne que vers le

1. Lepsius, *Südtirol*, p. 76; voir aussi les observations critiques de Doelter, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1878, p. 349-351; Lepsius, *ibid.*, 1879, p. 31.

nord-est, les couches triasiques ne sont jamais pincées en coin dans la roche cristalline, comme dans le massif du Finsteraarhorn. Tandis que dans ce massif *les roches sédimentaires les plus anciennes* qui affleurent dans les plis sont en contact immédiat avec le granite ou le gneiss, sur toute la bordure est, sud et ouest du massif de

Fig. 52. — Le Monte Doja, massif du Rè di Castello. Plongement du calcaire triasique sous le granite (d'après un croquis de l'auteur).

c = Ligne du contact volcanique; π = Nappes de cordiérite intercalées dans le calcaire triasique.

l'Adamello, et en particulier autour du massif méridional du Ré di Castello et au point d'étranglement maximum du massif, *c'est toujours le terme le plus récent de la série visible des terrains sédimentaires* qui se présente en contact immédiat avec la roche cristalline et qui est métamorphisé, jusqu'à une distance plus ou moins grande du contact.

Lepsius a montré très clairement comment, dans le sud-est, les couches triasiques du Monte Doja plongent sous un angle de plus en

plus voisin de la verticale sous les masses de granite et de tonalite du Corno Busecca (fig. 52). Le grès de Gröden, visible à distance, grâce à ses teintes rouges, affleure à la Grotta Rossa (2 188 mètres), dans le sud, et au Cingolo Rosso (2 178 mètres), dans le sud-est ; les schistes de Werfen traversent le Val Aperta, situé entre les deux cimes, dans le voisinage du dernier chalet ; puis viennent les bancs de calcaire triasique du Monte Doja, qui forment des masses puissantes et bien stratifiées et atteignent le contact avec une inclinaison de plus en plus forte, dans un ravin du haut de la vallée [1]. La zone de contact passe un peu au-dessous du sommet du Monte Rema (2 372 mètres), situé vis-à-vis de ce point, et la limite décrit, sur son flanc sud, une courbure assez brusque, en se dirigeant désormais vers le N.N.E. Le marbre blanc, particulièrement riche en silicates cristallisés, permet de suivre à grande distance la ligne de contact.

Si maintenant, au lieu de passer par le Val Aperta, on s'approche de la zone de contact par le Val di Daone, qui lui fait suite au nord, on atteint, à 5 500 mètres au nord-nord-est du Monte Rema, la limite du granite à un niveau plus inférieur d'environ 1 100 mètres. Le grès de Gröden possède, dans la partie inférieure de cette longue vallée, sa coloration rouge normale et, dans le fond de la vallée, l'on aperçoit le porphyre permien sous-jacent. Déjà à plus de mille mètres du contact, ce grès, si estimé dans les fonderies des Alpes pour ses propriétés réfractaires, se transforme en un quartzite gris-brun ; certains bancs du Trias inférieur passent également à une roche analogue, comme l'indiquent les moulages en creux de *Naticella costata* qu'ils renferment. Des bancs puissants de ces quartzites forment les versants de la vallée, mais ce n'est qu'au-dessus que viennent les bancs intacts et fossilifères du Muschelkalk, tandis que la continuation de cette dernière roche, transformée en marbre, se rencontre tout en haut, plus près du granite. Le grès de Gröden paraît se continuer à cette profondeur en couches peu inclinées contre le granite, jusqu'au contact même. Le contact a donc lieu, dans le haut, avec le Muschelkalk, et, dans le bas, avec le grès de Gröden.

Si nous remontons le Val di Daone, au delà du contact, en pénétrant dans le domaine du granite blanc, nous arrivons dans la

1. La figure 52 représente le point dont Lepsius a également donné un dessin (*Südtirol*, p. 73 et 222) ; la Cima Bruffione de Lepsius est le Corno Busecca ; je dois la détermination de la forme tabulaire des intercalations porphyriques au Dr C. Diener, qui a escaladé les pentes jusqu'aux points importants. (M. Pelikan a montré depuis que c'est de la cordiérite. — *Note de l'auteur.*)

région du plus grand étranglement du massif et nous atteignons la zone de marbre occidentale, au-dessus du chalet de Nudole, vers le lac isolé de Campo. Nous nous trouvons maintenant sur le versant nord du Ré di Castello. La limite du granite est accompagnée, comme dans la zone orientale, par des couches redressées de marbre blanc avec grenat et autres minéraux caractéristiques du contact. Ce marbre s'étend du Lago d'Arno, où il a été vu par Escher, au Lago di Campo, en traversant à la frontière le Passo della Forcellina; il décrit ensuite un grand arc de cercle et passe sous la Cima delle Casinelle, comme Stache l'a très exactement indiqué. Le quartzite foncé en gros bancs de la zone des marbres est identique au grès de Gröden modifié du Val di Daone inférieur. De vrais schistes mouchetés se présentent à peu près au niveau des schistes de Werfen.

A en juger par ce que nous savons sur le bord de la moitié méridionale du massif de l'Adamello, les couches sédimentaires plongent de toutes parts sous le granite et la tonalite, ou en sont séparées par des failles verticales. Les couches les plus récentes sont les plus voisines du contact, les plus anciennes en sont plus ou moins éloignées. C'est ainsi que s'explique la ceinture des marbres. Aucun autre grand massif granitique des Alpes ne présente une structure analogue, aucun autre ne présente les silicates du contact volcanique. Les petits culots de Predazzo et du Monzoni sont les seuls qui possèdent des caractères analogues.

L'Adamello et son segment méridional, le Ré di Castello, a en commun avec Predazzo et le Monzoni le noyau massif bien délimité et la ceinture de marbres avec les minéraux du contact volcanique. Les roches métamorphisées paraissent, dans les trois cas, être à peu près du même âge, c'est-à-dire un peu plus récentes que le Muschelkalk. Toutefois les deux régions diffèrent en ce que les dykes et les coulées de mélaphyres, avec les tufs associés à ces roches, qui caractérisent les centres éruptifs de Predazzo et du Monzoni, font entièrement défaut dans les environs de l'Adamello. A l'est de ce massif, ainsi que vers le sud, vers le nord, dans la direction de l'Ortler, et vers l'ouest, dans les plis mésozoïques qui entourent le Bernina, on connaît partout les termes supérieurs du Trias; vers le sud et vers l'est on connaît également toute la série des formations plus récentes; mais on ne connaît nulle part les vastes nappes de laves ou de cendres qui devraient correspondre à un centre éruptif aussi important.

L'auréole de contact a une largeur variant de 500 à 2000 mètres au maximum, et des intercalations éruptives diverses n'y font pas

défaut. On peut les diviser en trois groupes. Le premier comprend les nappes de porphyres brun-rouge (π, fig. 52), normalement interstratifiées dans les couches du Trias ; je les considère comme identiques aux nappes de porphyres triasiques que l'on observe en tant de points des Alpes Méridionales, depuis le Luschariberg, près de Raibl, jusqu'au Val Trompia et plus loin encore vers l'ouest[1]. Le deuxième groupe est représenté par les masses remplissant des fentes dans le quartzite brun du grès de Gröden. Le remplissage se compose de gros cristaux d'orthose blanc, de grandes lamelles blanches de mica et de faisceaux de tourmaline dans du quartz gris ; c'est donc un granite à gros grains [pegmatite], tel qu'on le rencontre en dykes dans beaucoup de régions granitiques. Ici ces filons, qui présentent tout à fait le caractère de filons de sécrétion, pénètrent jusque dans le grès de Gröden. Le troisième groupe, enfin, comprend de véritables filons intrusifs ; ceux que j'ai vus, et ils sont peu nombreux, sont constitués par une roche verte décomposée avec cristaux blancs de feldspath ; on voit, sous le Passo della Forcellina, un de ces filons qui coupe obliquement les couches de calcaires zonés, sans qu'il soit séparé du calcaire par aucune fissure. Dans la bordure ouest, étudiée par Stache, ces intrusions paraissent être plus importantes et plus fréquentes.

La zone de contact volcanique qui entoure tout le groupe du Ré di Castello et une bonne partie de l'Adamello nous oblige à considérer ce grand massif de granite et de tonalite comme une formation volcanique, certainement plus récente que l'époque du Muschelkalk supérieur. Les avis différeront quant à la question de savoir si l'on doit considérer cette formation comme une « cicatrice » ou comme un laccolithe, en d'autres termes si la masse volcanique a fait éruption à la surface ou non. Pour élucider cette question nous allons étudier la continuation du massif vers le nord-nord-est.

La ligne giudicarienne. — La limite orientale de la région de la tonalite prend une direction rectiligne S.S.E.-N.N.W. Stache l'a suivie et n'a plus trouvé de zone de marbres dans le Val di Breguzzo et dans les vallées qui lui font suite au nord, mais il a rencontré des schistes cristallins, qui toutefois plongent également vers l'ouest sous la tonalite. La direction S.S.E.-N.N.W. de l'axe principal de tout le massif et celle de cette faille-limite nous révèlent des relations étroites entre le massif de tonalite et la

1. D'après M. Pelikan, c'est de la cordiérite, et non une roche identique aux porphyres dont il vient d'être question (*Note de l'auteur*).

grande ligne de dislocation de la Giudicaria, qui passe tout près, à l'est, avec la même direction.

Si l'on se dirige du lac d'Idro vers le nord, dans la haute vallée de la Chiese, la Giudicaria, on voit sur la gauche de puissantes masses de porphyres permiens, de tufs, de schistes et de grès à teintes sombres; sur la droite, des murailles blanches de calcaires du Trias supérieur. L'affaissement des terrains vers la droite est d'au moins 2000 mètres. C'est la grande fracture par laquelle commence l'affaissement de toute la région située vers l'est, dans la direction de l'Adige. Le même contraste entre les deux flancs de la vallée existe également près de Storo. Environ 9 kilomètres plus haut, en suivant vers le N.N.E. la direction rectiligne de la vallée, à l'entrée du Val di Daone, la cassure a passé à une grande flexure. Les mêmes bancs de Muschelkalk, qui plus à l'ouest sont chargés de grenat et d'épidote et sont transformés en marbres, plongeant sous le granite, sont ici à l'état de calcaires noirs fossilifères, inclinés vers l'est, et descendent dans la vallée, pour plonger sous le Trias supérieur, dont les bancs horizontaux constituent le versant oriental de la Giudicaria[1].

La faille se rétablit bientôt. Là où la vallée de la Giudicaria s'infléchit vers le nord-est, la faille conserve sa direction vers le N.N.E., traverse la montagne, comme l'a montré Bittner, entre Roncone et Verdesina, et atteint ainsi le Val Rendena, qu'elle suit jusqu'à Pinzolo. Elle pénètre de nouveau dans la montagne sans changer de direction et traverse ensuite à Malé, à l'entrée du Val di Rabbi, le grand Val di Sole. A partir de là, sa direction paraît s'infléchir peu à peu du N.N.E. vers le N.E.; elle continue de Malé par Bevia sur Mocenigo et atteint, au sud de l'entrée de la vallée d'Ulten, la vallée de l'Adige[2].

La longueur de cette ligne, si importante pour toutes les considérations qui vont suivre, est d'environ 34 kilomètres, à partir du lac d'Idro jusqu'à l'endroit où elle atteint à Verdesina le Val Rendena; elle est de 36 kilomètres de ce point à Malé, dans le Val di Sole, et de 32 kilomètres depuis Malé jusqu'à la vallée de l'Adige, en aval de Lana; elle atteint donc 102 kilomètres, en ce qui concerne les parties envisagées jusqu'à présent. La lèvre orientale de la faille est constituée par les terrains secondaires de la vallée de l'Adige,

1. Ce même point, si clair et si instructif, a été décrit en détail par Bittner, *Ueber die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXI, 1881, p. 219 et suiv.).

2. G. Stache, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1879, p. 127, 250.

qui paraissent souvent plonger vers la faille dans son voisinage, et par le soubassement ancien de ces terrains. A l'imposante Laugenspitze, au sud de l'endroit où la fracture traverse la vallée de l'Adige, c'est le porphyre permien qui apparaît, constituant sur la lèvre orientale de la faille le soubassement des terrains calcaires mésozoïques.

La lèvre occidentale de la faille est constituée d'abord, dans le sud, vers le Ré di Castello et l'Adamello, par les bandes de terrains permien et triasique que nous avons appris à connaître sur le bord oriental du massif de l'Adamello ; d'après Stache, le bord oriental de la Presanella, où l'on observe une roche que l'on a désignée sous le nom de tonalite gneissique, n'est séparé de la ligne de la Giudicaria que par une zone étroite de phyllades anciens. Le gneiss et les phyllades constituent fréquemment plus au nord le bord occidental, jusqu'à ce qu'apparaissent de nouveau des croupes isolées de tonalite et de granite récent. Enfin, un nouveau culot très puissant de tonalite apparaît avant que l'on atteigne la vallée de l'Adige, entre St.-Pankraz, dans la partie inférieure de la vallée d'Ulten, et l'Adige. Le porphyre et le grès de Gröden forment ici, comme on l'a vu plus haut, la lèvre orientale de la faille.

La carte des environs de Meran de C. W. C. Fuchs montre bien comment le culot de tonalite, la grande faille, les porphyres et les dépôts permiens traversent obliquement la vallée de l'Adige dans le voisinage de cette ville[1]. Les travaux si méritoires de Teller ont également fait connaître la continuation de la faille au delà de Meran ; on la suit depuis la gorge de la Naif, près de Meran jusqu'à Weissenbach, dans la vallée de Pens ; ici elle passe graduellement de la direction S.W.-N.E. à la direction W.-E. Ce dernier segment a une longueur de 25 kilomètres, de sorte que la longueur totale de la faille, depuis le lac d'Idro jusque dans la vallée de Pens, atteint 128 kilomètres. Mais le résultat le plus remarquable des études de Teller, c'est la démonstration que le culot granitique se continue à une grande distance vers l'est. L'Iffinger, qui domine Meran (2551 mètres), a déjà été reconnu par Fuchs comme la continuation du massif de tonalite de la rive droite de l'Adige ; or, il ne forme qu'une partie d'une longue traînée, dont la plus grande masse est constituée par du granite, mais dont le bord septentrional se compose d'une zone continue de tonalite gneissique, qui coupe en écharpe la vallée de Pens puis, vers l'est, la route du

1. C. W. C. Fuchs, *Die Umgebung von Meran* (Neues Jahrb. f. Min., 1875, p. 812-848, pl. XVI).

Brenner, près de Mauls et de Franzensfeste[1]. La bande granitique atteint sa plus grande largeur dans le voisinage de la route du Brenner, elle y forme une voûte sur laquelle s'appuient, au nord et au sud, les zones adjacentes, et la faille de la Giudicaria n'est plus

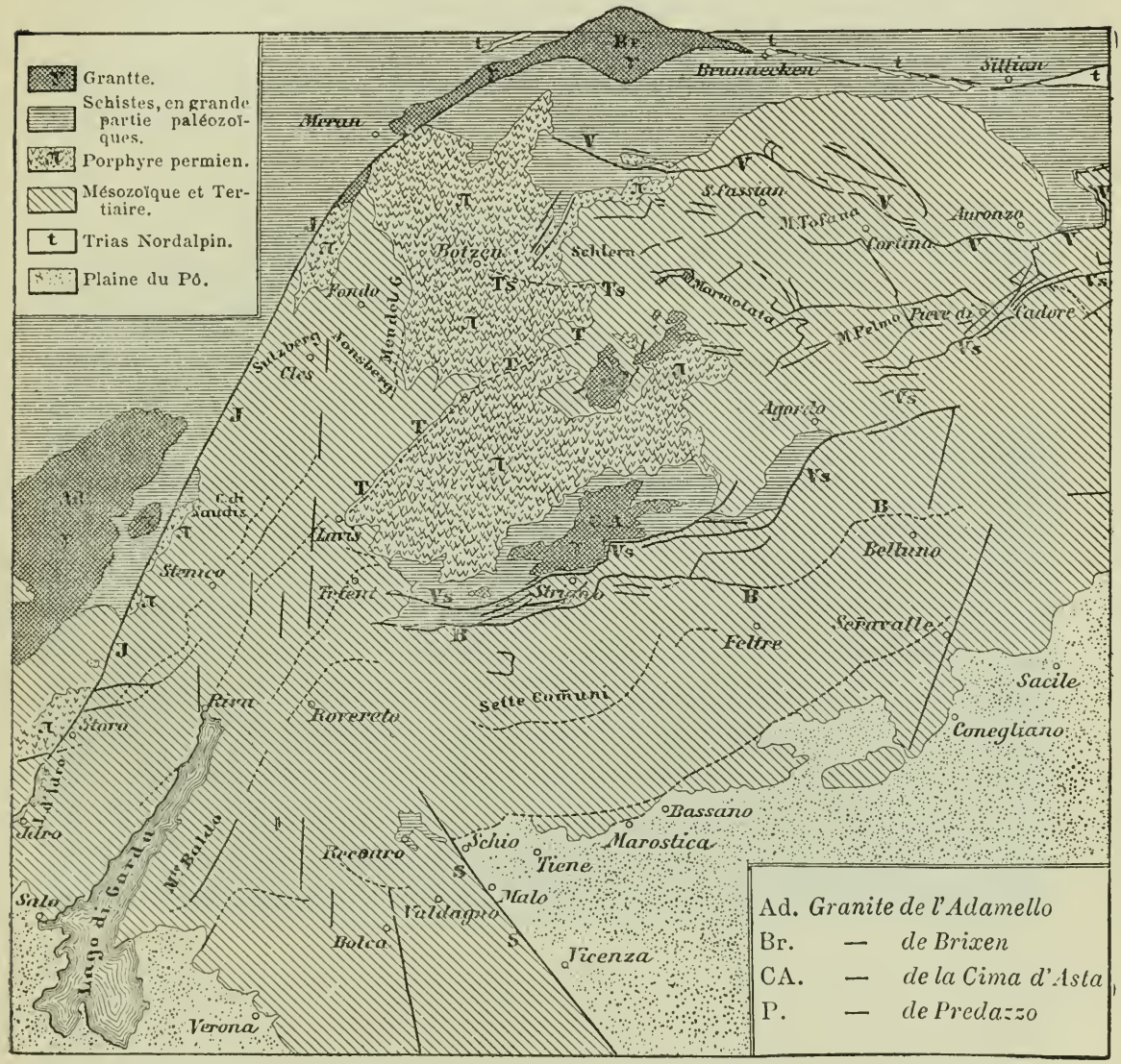


Fig. 53. — Carte schématique des principales fractures et flexures qui entourent la Cima d'Asta.

J = Ligne giudicarienne; *Vs* = Ligne du Val Sugana; *B* = Ligne de Bellune; *S* = Ligne de Schio *T* = Ligne de Truden; *Ts* = Ligne de Tiers; *V* = Ligne de Villnöss.

visible sur son bord méridional. Après avoir suivi le Pusterthal jusque dans les environs de Brunneck, la bande granitique semble

1. F. Teller, *Ueber die Aufnahmen im unteren Vintschgau und im Iffinger-Gebiete bei Meran* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1878, p. 392-396); *Aufnahmen zwischen Etsch und Eisack* (Ibid., 1880, p. 91-98); *Tektonik der Brixener Granitmasse und ihrer nördlichen Umrandung* (Ibid., 1881, p. 69-74); *Aufnahme im Hochpusterthale* (Ibid., 1882, p. 342-346); voir aussi Pichler, *Beiträge zur Geognosie von Tirol* (Neues Jahrb. f. Min., 1871, p. 256 et suiv.).

se terminer en plongeant sous les terrains cristallophylliens (Schnebiger Nock, 3 390 mètres), mais, au delà de l'Ahrenthal, dans les montagnes d'Antholz, au nord de Brunneck, un nouveau dôme de granite, entouré de toutes parts de tonalite gneissique, apparaît sous le gneiss et les phyllades. D'après Teller, il serait en relation intime avec ces roches, qui contiennent de nombreuses intercalations lenticulaires de faibles dimensions du même granite, dont l'une, toutefois, située vers le sud-ouest, acquiert une telle importance

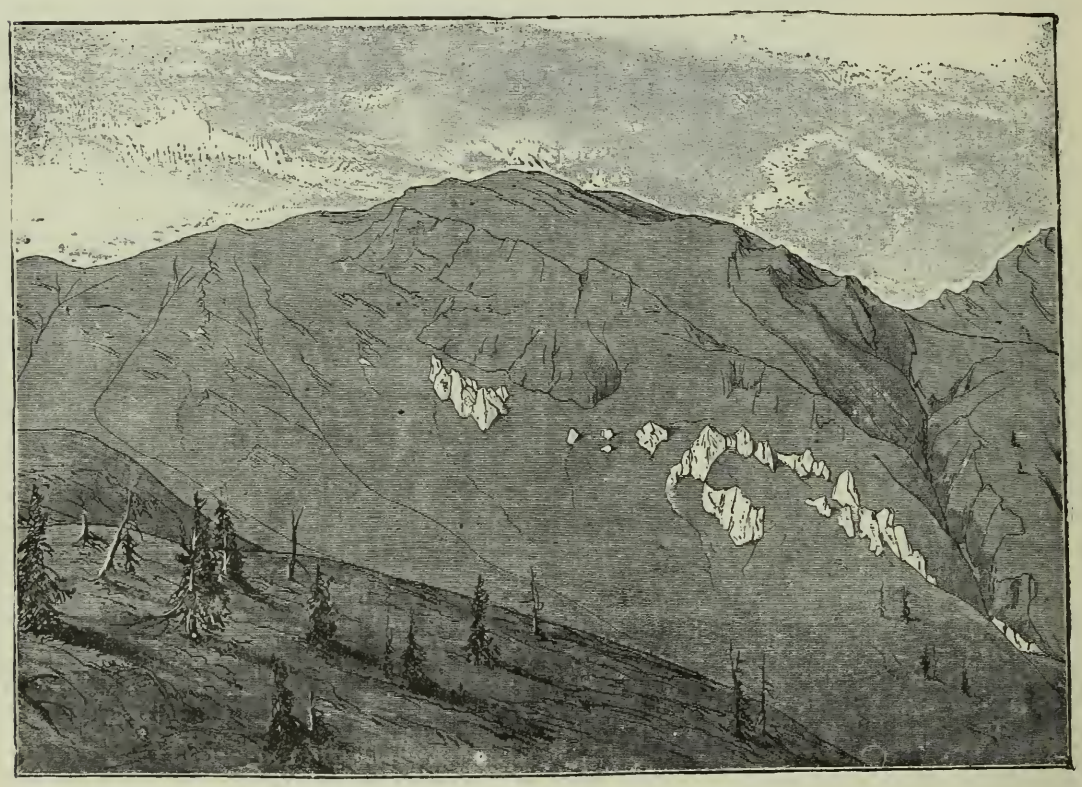


Fig. 54. — Seilspitz, montée vers le Penserjoch, à l'ouest de la route du Brenner (d'après un croquis de l'auteur). Coin allongé de calcaire triasique dans les schistes anciens.

qu'elle forme une bande très étendue en longueur et traverse les crêtes séparant trois vallées assez considérables[1].

Nous voyons donc qu'une très grande fracture s'étend depuis le lac d'Idro, par la Giudicaria, le Val Rendena, Malé, la gorge de la Naif, près de Meran, jusque dans la vallée de Pens, sur une longueur d'environ 128 kilomètres. Après avoir suivi jusque dans les environs de Meran une ligne droite dirigée vers le N.N.E., elle s'infléchit assez brusquement vers le N.E. Sur toute sa longueur, c'est la lèvre orientale qui est affaissée. A l'ouest de la Giu-

1. F. Teller, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1882, p. 345.

dicaria nous voyons le grand massif de tonalite et de granite du Ré di Castello, de l'Adamello et de la Presanella, qui présente un allongement parallèle à la faille et qui, là où il est en contact avec les calcaires triasiques, recouvre ces calcaires et les métamorphise comme dans les contacts volcaniques. Plus au nord apparaît une deuxième grande zone granitique, accompagnée de tonalite gneissique sur son versant septentrional seulement et dont le bord méridional suit d'abord l'extrémité incurvée de la grande faille,

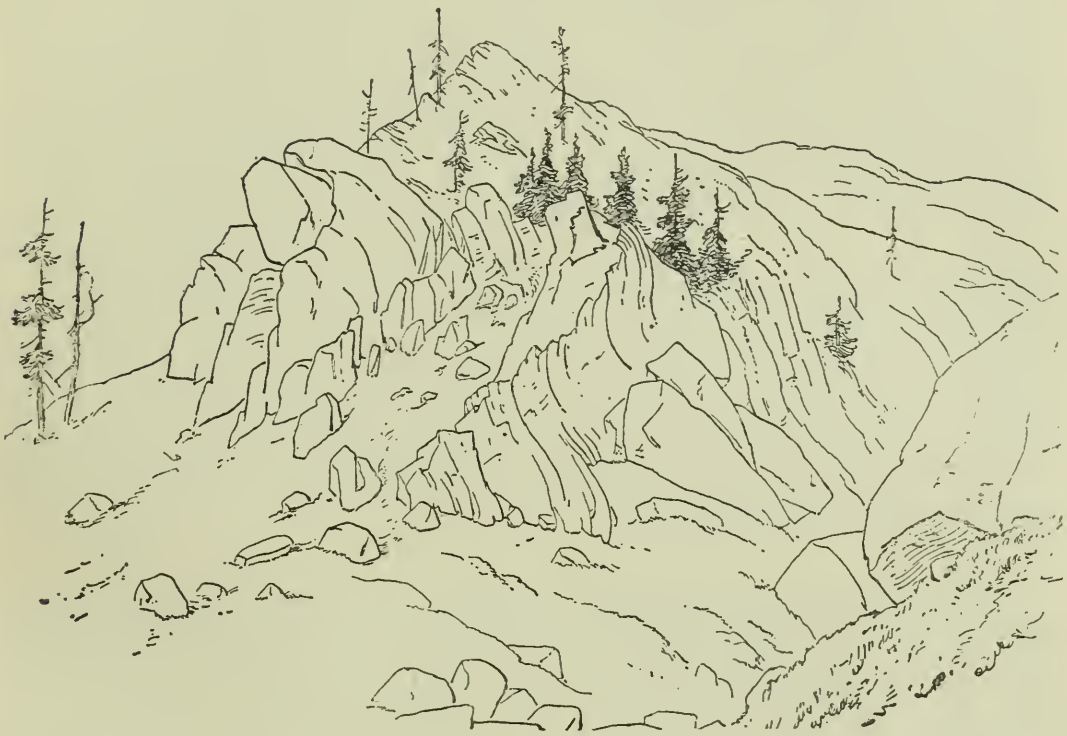


Fig. 55. — Calcaire triasique chevauché par les schistes anciens, dans le coin calcaire du Seilspitz (d'après un croquis de l'auteur).

puis passe graduellement de la direction S. W.-N. E. à la direction W.-E. Elle est accompagnée à son extrémité par le massif d'Antholz, intimement relié au gneiss par des intercalations multiples. La question posée plus haut prend donc maintenant la forme suivante : il s'agit de savoir si les deux massifs granitiques, caractérisés par la présence de la tonalite et par leurs relations avec la grande faille, sont d'âge entièrement différent ou s'ils constituent une traînée de laccolithes contemporains, qui a modifié les couches triasiques dans le Ré di Castello et qui affleure à l'autre extrémité, dans le massif d'Antholz, au milieu de roches bien plus anciennes, en pleine région gneissique.

A l'endroit où s'est opéré le changement de direction de la

faille et de la zone granitique, entre l'Eisack et l'Adige, on observe un phénomène tectonique remarquable, dont l'existence a été également reconnue par Teller. Les terrains situés au nord de la faille sont refoulés par-dessus la traînée granitique; ils sont constitués par des gneiss, des micaschistes, des phyllades, du Verrucano et des calcaires triasiques à diplopores. En montant de Sterzing, sur la route du Brenner, vers le sud, au Penserjoch, on observe au-dessous de la Seilspitze le chevauchement presque horizontal des phyllades d'âge probablement carbonifère par-dessus les calcaires triasiques (fig. 54). Dans les parties inférieures du coin calcaire, les bancs se redressent comme s'ils avaient opposé une résistance à la poussée des schistes anciens (fig. 55). On remarque que ce grand coin calcaire, contrairement à ce qui a lieu d'ordinaire dans le massif du Finsteraarhorn, n'est pas dirigé vers l'intérieur de la chaîne, mais bien vers l'extérieur. Les couches de gneiss qui supportent le calcaire contiennent, à la hauteur du col, des bandes écrasées de conglomérats du Verrucano. Au sud du col on rencontre des schistes anciens; un indice de bande calcaire paraît passer encore de l'autre côté; une petite exploitation de cuivre gris se trouve vers le bas de la descente, et la tonalite commence ensuite dans la vallée, près d'Asten[1].

Les fractures de la Cima d'Asta. — La ligne de la Giudicaria et les traînées de granite et de tonalite qui l'accompagnent encadrent à l'ouest et au nord-ouest une vaste région affaissée, qui est limitée à l'est et au sud-est par les flexures et les cassures du Karst et de la côte dalmate, et au pied de laquelle se trouve la mer Adriatique. Ce n'est que dans ces dernières années que l'on est arrivé peu à peu à coordonner les faits relatifs à cette région. En 1875 je ne signalais qu'à titre d'exception quelques chevauchements vers le sud, près de la Cima d'Asta, à Sant'Orso près de Schio, et le long de quelques-unes des failles du Karst, tandis que les affaissements et souvent aussi les chevauchements constituent aujourd'hui dans toute la région la règle générale, se présentant, il est vrai, dans des conditions très particulières et bien différentes de celles que l'on observe dans les Alpes Septentrionales.

Les plus grands progrès sont dus aux admirable travaux effectués par Edm. de Mojsisovics et par ses collaborateurs dans le Tyrol mé-

1. En ce point, j'ai rencontré de gros blocs d'une calcédoine jaune cire, que je ne connais en aucune autre localité des Alpes; il est possible qu'ils proviennent du contact de la tonalite et des schistes.

ridional et dans les parties adjacentes de l'Italie. Grâce à ces travaux, le réseau de fractures a été déterminé pour presque tout l'ouest de la région. Dès 1879, Mojsisovics était à même de donner un aperçu des lignes de dislocation entre l'Adige et la Piave, et les recherches ultérieures des géologues autrichiens et italiens ont complété dans tous les sens les lignes de ce réseau [1].

T. Taramelli a essayé en 1882 de tracer un schéma des principales lignes de dislocation comprises entre le lac de Garde et l'Istrie [2]. Connaissant *de visu* une grande partie de la région, je vais essayer de donner un nouvel aperçu des résultats obtenus jusqu'à présent et j'entrerai dans certains détails qui me paraissent nécessaires à l'intelligence de l'ensemble, et qui contribueront d'ailleurs, d'une manière générale, à éclaircir le mode de formation des grandes chaînes de montagnes.

Je rappellerai d'abord la disposition en faisceau des failles tabulaires de l'Utah (fig. 24, p. 167) qui partent du bord occidental du Wasatch, les alternances dans le sens de leur rejet et les relations qui existent dans cette contrée entre les flexures et les cassures. Il n'est pas possible de lire la description des grandes dislocations sudalpines donnée par Mojsisovics sans être frappé de la concordance remarquable de nombreux caractères. L'éparpillement en gerbe de quelques-unes des failles, l'intermittence des fractures de moindre importance, les cassures parallèles remplaçant une grande dislocation unique, le passage du rejet maximum d'une dislocation à une autre — tous ces faits, que Mojsisovics a signalés dans les fractures du Tyrol méridional, se reproduisent dans les champs de fractures de l'Ouest américain. Toutefois les deux régions se comportent différemment, en ce sens que les cassures sudalpines sont accompagnées de décrochements horizontaux et de chevauchements, dirigés, comme nous allons le voir, de la périphérie de la surface affaissée vers le centre.

Au nord de la Brenta s'élève le grand noyau granitique de la Cima d'Asta. Il n'apparaît pas au fond d'une vallée d'érosion comme les phyllades de Recoaro, mais il forme un massif montagneux élevé qui se dresse indépendant sur le bord méridional de la grande région porphyrique, isolé au milieu des Alpes calcaires. Il constitue un des traits les plus saillants dans la structure des

1. E. Mojsisovics von Mojsvár, *Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien*, in-8°, Wien, 1879, p. 106, 515, 518, etc.

2. T. Taramelli, *Geologia delle Provincie Venete* (Mem. Acad. Lincei, XIII, 1882, pl. II).

Alpes Méridionales. « Ici je ne comprends plus les hommes et je ne comprends guère davantage la nature », écrivait le grand précurseur Léopold de Buch, à son arrivée à Pergine en 1798 : « Les terrains paraissent entassés pêle-mêle comme un chaos, et la belle ordonnance du Brenner a entièrement disparu. Qui aurait pensé rencontrer de nouveau des roches primitives, après des masses calcaires aussi formidables que la chaîne sauvage entre Neumarkt et Trente, après des montagnes comme celles qui environnent Trente... Avec une inquiète mélancolie je voyais s'effondrer un édifice qui nous donnait l'histoire en même temps que le système et qui nous conduisait insensiblement, en suivant la série ascendante des terrains, du monde actuel dans un monde disparu que nous avions d'abord soupçonné sans le comprendre, pour croire ensuite nous en rapprocher davantage[1]. »

Le bord méridional de la Cima d'Asta est une grande cassure limitant une fosse, dont la lèvre septentrionale, formée par le granite, est à un niveau bien plus élevé que la lèvre méridionale, à laquelle appartiennent les grandes murailles triasiques de la Cima Dodeci et les Sette Communi. Au fond de la fosse, qui est traversée par tout un réseau de failles secondaires, se trouvent la montagne porphyrique du Zaccon, puis de grandes montagnes de calcaire triasique, telles que le Monte Armentera et le Monte Civeron, affaissées par rapport à la masse des Sette Communi, et enfin des couches d'âge tertiaire, crétacé et jurassique, superposées en ordre inverse, et par-dessus l'ensemble desquelles sont refoulés, du nord au sud, le granite et les schistes anciens de la Cima d'Asta[2].

Vers l'ouest, ces fractures diminuent très rapidement d'imporportance et n'atteignent pas la vallée de l'Adige[3]. Par contre, elles s'étendent vers le nord-est et l'est. La plus septentrionale de ces fractures, la faille principale, a été désignée par Mojsisovics sous le nom de *ligne du Val Sugana*. C'est le long de cette ligne que s'arrêtent le granite et les schistes anciens et qu'ils sont refoulés

1. L. von Buch, *Ueber die geognostische Beschaffenheit der Gegend von Pergine* (Der Gesellsch. naturf. Freunde zu Berlin neue Schriften, III, 1801, p. 233, réimpr. dans les *Geognostische Beobachtungen auf Reisen*, 1802, et dans l'édition de ses œuvres complètes publiée par Ewald, Roth et Eck, I, 1867, p. 328); voir aussi G. vom Rath, *Die Lagoraikette und das Cima d'Astagebirge* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XIII, 1863, p. 121-128).

2. J'ai décrit ce point dans : *Ueber die Æquivalente des Rothliegenden in den Südalpen* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LVII, Abth. I, 1868, p. 230 et suiv., pl. I); voir aussi *Entstehung der Alpen*, p. 86-89, et Mojsisovics, *Dolomitriffe*, en particulier p. 417.

3. Cette partie occidentale a été décrite par Gümbel dans ses *Geognostische Mittheilungen aus den Alpen, III* (Sitzungsber. Akad. München, VI, 1876, p. 61 et suiv.).

sur les terrains plus récents; elle forme pour ainsi dire le front méridional de la Cima d'Asta, et ce front rappelle, par sa position par rapport au faisceau de cassures, la position qu'occupe le front occidental du Wahsatch par rapport aux cassures de la Sevier.

La ligne du Val Sugana se dirige maintenant, avec ses ramifications secondaires et ses ressauts, vers le nord-est, et coupe le Cordevole au sud d'Agordo et la Piave au nord de Longarone. Plus loin encore vers le nord-est elle se rapproche, comme l'a montré Harada, du groupe des fractures de Villnöss, venant de l'W.N.W. et dont il sera question plus loin. C'est ainsi que prennent nais-

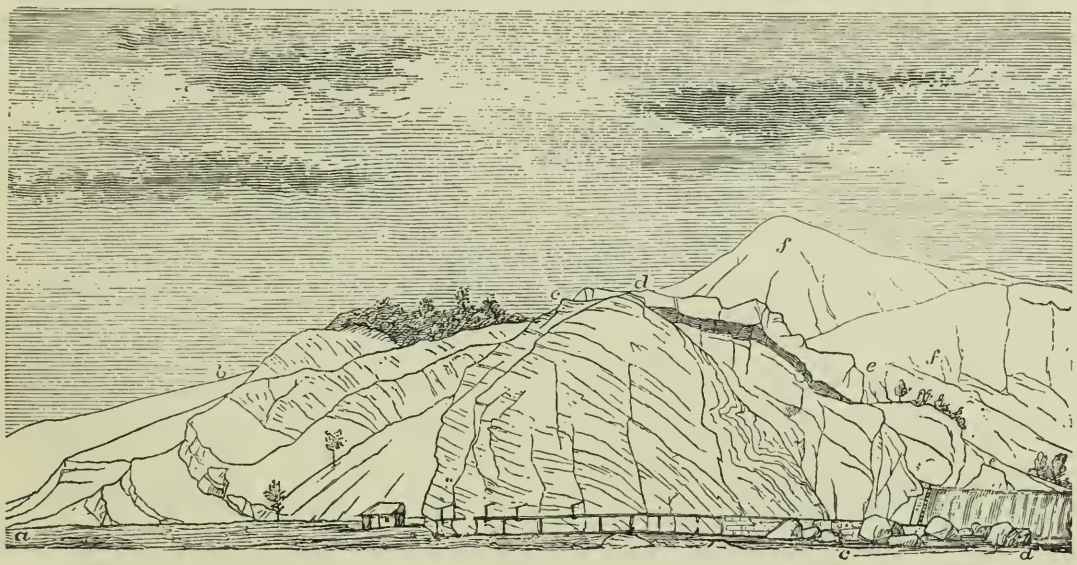


Fig. 56. — Entrée de la gorge du Torrente Maso, bord méridional de la Cima d'Asta (d'après un croquis de l'auteur).

Série renversée : *a-b* = Alternances d'argiles et de calcaires à nummulites; *b-c* = Scaglia et Biancone (Crétacé); *c-d* = Calcaire à *Pygope diphya*, zone à *Aspidoceras acanthicum*, banc rouge foncé à silex, calcaire blanc jurassique (Bajocien ?); *e*, *e* = Schistes anciens; *f*, *f* = Granite.

sance ces champs de fractures compliqués qui vont de Pieve di Cadore à Rigolato et qui se raccordent avec les cassures plus méridionales des environs de Cortina d'Ampezzo et avec la flexure du Tagliamento supérieur[1]. La direction N.E. est ici également dominante, toutefois la continuation dans les Alpes Carniques n'est pas encore bien élucidée[2].

La distance entre l'origine de la ligne du Val Sugana, au sud de

1. Toyokitsi Harada, *Ein Beitrag zur Geologie des Comelico und der westlichen Carnia* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXIII, 1883, p. 151-188, pl. I, II).

[2. Ce passage a été écrit en 1885; depuis, M. Frech a publié sur les Alpes Carniques des travaux des plus remarquables, dont les résultats complètent et modifient quelquefois les données exposées dans le présent chapitre. Voir surtout Fr. Frech, *Die Karnischen Alpen, ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgs-Tektonik*. 1 vol. in-8°, avec carte géol. en 3 feuilles à 1 : 75.000. Halle, 1894 (Abhandl. d. naturforsch. Gesellsch. zu Halle, XVIII)].

Trente, et la région fracturée de Rigolato est d'environ 140 kilomètres. Les très grandes différences que présente d'un endroit à l'autre l'épaisseur des épanchements de porphyres permiens et celle des masses calcaires du Trias rendent difficile l'évaluation exacte du rejet vertical correspondant à cette grande dislocation, mais il doit être bien supérieur à 2 000 mètres sur le bord méridional de la Cima d'Asta; peut-être atteint-il plus de 3 000 mètres. Partout, le long de cette cassure maîtresse, c'est la lèvre méridionale qui est affaissée, et ce fait est la règle pour tout le groupe des dislocations situées au sud de la Cima d'Asta, de sorte que les affaissements successifs vont en s'additionnant vers le sud.

La deuxième ligne importante du groupe a été désignée par Mojsisovics sous le nom de *ligne de Bellune*. Elle se détache de la ligne du Val Sugana non loin de son origine, elle en est séparée dans le Val Sugana par la ligne secondaire du Monte Zaccon et se dirige vers l'E.S.E., au nord de Feltre, jusque dans la région au nord de Bellune, prenant dans toute sa partie orientale la forme d'une flexure, comme l'a montré Hörnes. A Bellune elle rencontre la ligne transversale de Santa Croce, dirigée N.-S.[1]. La masse puissante du Monte Cavallo, qui s'avance vers le sud, ne paraît pas être traversée, d'après les données existantes, par une flexure; mais à Barcis, dans le Val Zelline, sur le versant oriental du Monte Cavallo, naît une ligne d'affaissement qui s'étend sur une grande longueur en s'incurvant légèrement vers le N.N.E. et doit être considérée, d'après Taramelli, comme la continuation de la ligne de Bellune. Elle traverse le Tagliamento à Gemona et atteint la région de l'Isonzo à Starasella, non loin de Caporetto[2].

Cette ligne constitue sur une grande partie de son parcours, entre Barcis et l'Isonzo, par Gemona, la limite entre la haute région triasique et les montagnes crétacées et tertiaires qui font suite à cette région vers le sud, et qui sont affaissées par rapport à elle. Taramelli a donné à la ligne de Bellune le nom de *frattura periadriatica*, dénomination qui peut être appliquée à tous les accidents du grand champ de fractures, jusqu'à Meran, jusqu'à Lienz et jusqu'à Idria.

[1. Cet accident transversal ne parait pas avoir en réalité le caractère de décrochement qui lui a été attribué par R. Hoernes; voir K. Futterer, *Die oberen Kreidebildungen der Umgebung des Lago di Santa Croce in den Venetianer Alpen* (Paläontologische Abhandlungen, herausgegeben von W. Dames und E. Kayser, neue Folge, II, Heft 1, Jena, 1892, 124 p., carte géol., 11 pl).]

2. T. Taramelli, *Spiegazione della Carta Geologica del Friuli*, in-12, Pavia, 1881, p. 172; et *Geologia delle Provincie Venete* (Mem. Accad. Lincei, XIII, 1882), p. 201, pl. II.

Il est vrai qu'avant d'atteindre Starasella cette ligne a pénétré momentanément dans la région du Trias et des calcaires rhétiens, détachant la masse du Monte Matajur de la région principale des calcaires triasiques, mais vers Caporetto elle rentre de suite dans la région fracturée, reconnue dès 1858 par Stur sur le bord méridional des grandes montagnes calcaires situées à l'est de l'Isonzo. Ici, entre le Monte Canin et le Natisone, Stur distingue trois fractures, avec chevauchement du nord vers le sud du calcaire rhétien sur le Crétacé. C'est la région dans laquelle apparaît le groupe des fractures du Karst, dont il sera question plus loin[1].

La ligne de Bellune ne mesure pas moins de 180 à 190 kilomètres, si l'on tient compte, avec Taramelli, de la partie située au delà du Monte Cavallo, jusqu'à l'Isonzo. A l'est de Caporetto, vers Deutschruth, la limite du Crétacé se trouve encore dans son prolongement. Mais le raccord de ces segments n'est pas encore établi.

Au sud de la moitié occidentale de la ligne de Bellune, le terrain continue à s'affaisser suivant de grandes flexures, qui toutefois ne sont pas en rapport immédiat avec le groupe des fractures de la Cima d'Asta. Une de ces flexures traverse les Sette Communi avec un axe à convexité tournée vers le sud. Les montagnes calcaires au sud de la Cima d'Asta forment, d'après les observations de Vacek, une sorte de coupole, dont le bord nord-ouest (Monte Dosso) s'est effondré localement. Les couches sont ensuite un peu inclinées vers le sud, mais elles se relèvent pour retomber et former une grande flexure qui passe au nord de Primolano, en se dirigeant d'abord vers l'E., puis vers le N.E.

Une seconde flexure, bien plus étendue en longueur, commence à Sant'Orso, à l'est de Schio, où elle est accompagnée d'un chevauchement vers le sud; elle se dirige ensuite au N.E., vers Serravalle, en passant par Bassano, et forme le bord externe des hauteurs vers la plaine, accompagnée localement d'une faille parallèle, qui détermine un redoublement de la série tertiaire (fig. 57)[2].

On peut admettre, d'après ces observations, que les Alpes Méridionales, depuis le lac de Caldonazzo, au sud de Trente, jusqu'à Agordo, Pieve di Cadore et Rigolato, en passant par le front sud de

1. D. Stur, *Das Isonzothal von Flitsch abwärts bis Görz etc.* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., IX, 1858, p. 365, 366).

2. M. Vacek, *Die Sette Communi* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1877, p. 211-213 et 301-305); Bittner, *Die Tertiärbildungen von Bassano und Schio* (Ibid., p. 207-210) et *Das Tertiär von Marostica* (Ibid., 1878, p. 127-130).

la Cima d'Asta, et, au sud de cette ligne dirigée S.W.-N.E. jusqu'à la plaine, sont construites comme un escalier dont les marches augmenteraient vers l'est en largeur et en nombre, tout en diminuant de hauteur. Parmi les plus hautes de ces marches, quelques-unes se rapprochent de la fosse située sur le bord méridional de la Cima d'Asta. Celles qui sont les plus voisines de la plaine affectent la forme de flexures, tandis que les gradins situés plus au nord correspondent presque exclusivement à des fractures.

Région située entre la fracture de la Giudicaria et la fracture de Schio. — Au milieu de la région nord-ouest du champ de

Fig. 57. — Débouché du Torrente Silano (Val Rovina) dans la plaine, à l'ouest de la Brenta (d'après un croquis de l'auteur).

La première colline à gauche, qui s'élève sur le bord de la plaine, est constituée par des dépôts marins du Miocène inférieur, puis viennent des couches de Schio fortement redressées, puis le basalte (teinte sombre). En avant la pyramide du Monte Gloso. Vient ensuite une puissante série de calcaires coralliens et de tufs à *Natica crassatina*, le tout appartenant à l'étage de Castel Gomberto, jusqu'à la chapelle de San Michele (*a*). Près de San Michele commence une deuxième bande de couches de Schio, puis de nouveau l'étage de Castel Gomberto; enfin, en couches fortement relevées et en partie déversées, les marnes de Laverda, des couches tertiaires plus inférieures et la Craie.

fractures s'élève, avec des contours irréguliers, le grand bouclier de porphyre permien, dans les dépressions duquel l'Adige et l'Eisack se réunissent près de Botzen (π, fig. 53). Vers le sud et vers le nord, des terrains plus anciens surgissent de dessous le porphyre; vers l'est et vers l'ouest, le porphyre s'enfonce sous des formations plus récentes. Vers le sud affleurent les schistes argileux micacés et le granite de la Cima d'Asta, dont nous venons d'étudier le bord méridional faillé. Vers le nord, ce sont également les schistes argileux micacés qui apparaissent. Les formations plus récentes, qui reposent à l'est sur le porphyre, constituent la partie du Tyrol, célèbre par la beauté de ses paysages, qui est connue sous le nom assez impropre de « région des dolomies ». Le bord occidental s'abaisse avec des pendages plus prononcés et prend par places la forme d'une flexure déjetée vers l'ouest; il s'enfonce sous une zone longue et étroite de dépôts comprenant toute la série des terrains du Permien au Ter-

tiaire moyen, et formant une grande fosse entre cette flexure marginale de la région porphyrique et la ligne de la Giudicaria.

Cette zone étroite a reçu le nom de *montagnes du golfe de l'Adige*[1]; elle comprend le massif du Nonsberg, les sauvages monts de la Brenta avec la Cima Tosa, qui s'élève dans plusieurs de ses cimes au-dessus de 3000 mètres, puis une série d'autres chaînons importants, caractérisés par leur direction S.W.-N.E. plus ou moins prononcée. Cette direction est surtout accentuée vers le sud, à l'endroit où la ligne de la Giudicaria et le bord du bouclier porphyrique vont en divergeant. Plus loin encore vers le sud la zone s'élargit de plus en plus, la fosse affaissée se termine et la continuation des montagnes du golfe de l'Adige comprend alors les deux rives du lac de Garde et toutes les montagnes et collines qui s'étendent jusqu'à la grande *ligne de fracture de Schio*.

Revenons à la partie septentrionale.

Le porphyre entoure l'extrémité nord de la zone et descend vers le sud, le long de la ligne de la Giudicaria, jusqu'au delà de la Laugenspitze, comme nous l'avons déjà vu ; des roches schisteuses plus anciennes et en quelques points même du granite affleurent grâce à un retroussement des couches le long de la ligne de la Giudicaria; dans le Val Rendena, le porphyre est à son tour relevé de bas en haut, de sorte qu'il apparaît ici sur les deux bords de la fosse.

Vacek et Bittner ont décrit la structure des montagnes du golfe de l'Adige[1], dont les traits principaux sont les suivants :

La fosse n'est pas symétrique. Sur son bord oriental se trouve une flexure unique, inclinée et légèrement déjetée vers l'ouest, à la limite du porphyre; par contre, la zone comprise entre cette flexure et la faille de la Giudicaria est traversée par un certain nombre de flexures qui, toutes, sont inclinées et déjetées vers l'est ou le sud-est, dans le même sens que la faille de la Giudicaria. Je désigne ces lignes de dislocation, de même que celles qui sont situées au sud des fractures de la Cima d'Asta, sous le nom de flexures, quoiqu'elles se distinguent toutes du type simple de la flexure en gradin par le fait que le flanc supérieur est renversé, tandis que le flanc inférieur possède une légère inclinaison en sens inverse. Ces

1. M. Vacek, *Die Umgebungen von Roveredo* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1878, p. 341-345); *Umgebungen von Trient* (Ibid., 1881, p. 157-162); *Nonsberg* (Ibid., 1882, p. 42-46); A. Bittner, *Sedimentgebilde in Judicarien* (Ibid., 1880, p. 233-238; Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXI, 1881, p. 359 et suiv.; et dans d'autres publications).

dislocations prennent ainsi l'aspect de plis déversés très superficiels, mais il est clair que toute flexure doit subir cette modification chaque fois que l'affaissement est accompagné d'un mouvement horizontal dans la direction de la partie affaissée.

Ces flexures sont donc plus ou moins parallèles à la ligne de la Giudicaria et présentent un abaissement dans le même sens, avec déversement du flanc supérieur, par conséquent en sens inverse du bord du bouclier porphyrique. Elles traversent toute la zone des montagnes de l'Adige et aboutissent aux deux rives du lac de Garde. Vers le sud-ouest des complications se produisent, par interférence avec des lignes de dislocation venant de la région affaissée de la Lombardie suivant la direction E.S.E. ou E.N.E. Une des plus importantes dislocations de cette série vient du Val Trompia et atteint à Ponte di Caffaro la ligne de la Giudicaria, qu'elle paraît croiser; le rôle de ces flexures et fractures lombardes est nettement visible dans les filons de Barghe, dans le Val Sabbia, décrits par Edm. Fuchs, et en beaucoup d'autres points[1].

A l'est du lac de Garde on rencontre encore des flexures giudicariennes avec leur forme typique. L'une de ces flexures obliques constitue, comme l'ont montré Bittner et Nicolis, la croupe du Monte Baldo. Sur le bord oriental du lac on observe des lambeaux isolés de Tertiaire sur le Crétacé; vers l'est les couches s'élèvent ensuite graduellement et se terminent en genou ou par faille, de sorte que les dépôts tertiaires sont retroussés vers le haut ou s'arrêtent brusquement au contact du Trias[2].

C'est le long de cette ligne, sur le bord oriental du Monte Baldo, que paraissent se produire les phénomènes séismiques souvent signalés dans ce chaînon[3]. Au delà de l'Adige se trouve encore, sur le versant oriental du Monte Pastello et du Monte Pas-

1. Edm. Fuchs, *Étude sur les gisements métallifères des vallées Trompia, Sabbia et Sassina* (Ann. des Mines, 6e sér., XIII, 1868, p. 420, pl. XVI, fig. 7). Je ne saurais dire si les filons du Val Trompia, décrits par Edm. Fuchs, puis par moi, sont à rapporter aux flexures giudicariennes ou aux fractures N.-S. dont il va être question; *Ueber das Rothliegende im Val Trompia* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LIX, 1869, Abth. I, p. 107 et suiv.). La structure si compliquée de cette région a été décrite depuis par Bittner, *Nachträge zum Bericht über die geologische Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXIII, 1883, p. 438 et suiv.).

2. Dans sa partie méridionale, la ligne du Baldo quitte la direction de la faille de la Giudicaria et s'infléchit vers l'ouest, l'affaissement et le chevauchement se font en même temps vers le sud; Bittner, *Der geologische Bau des südlichen Baldogebirges* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1879, p. 396-402); E. Nicolis, *Note illustrative alla Carta geologica della Provincia di Verona*, in-8°, Verona, 1882, p. 118-122.

3. C'est du moins ce qui résulterait des indications de Goiran, *Meteorologia endogena*, in-12, Verona, 1879, p. 22 et suiv.

telletto, une dislocation parallèle correspondant à la ligne du Monte Baldo. La région des flexures giudicariennes s'étend donc jusque-là.

Vacek a eu le mérite de montrer que, surtout dans le voisinage de la vallée de l'Adige, quelques-unes de ces flexures sont déviées en arc de cercle et se raccordent en prenant une tout autre direction, plus ou moins W.-S., avec les flexures parallèles aux fractures de la Cima d'Asta. J'attache une grande importance à ce fait, parce qu'il nous révèle la corrélation des divers mouvements, et nous le retrouverons sur une bien plus grande échelle dans l'Inde[1]. Dans le sud, la ligne du Pastello paraît s'incurver de la même manière et se continuer par la flexure qui marque le bord méridional des Monti Lessini, à partir du versant sud du Corno d'Aquiglio[2].

Depuis la vallée de l'Adige jusque vers Schio, il existe plusieurs flexures dont les axes décrivent en général une courbe légèrement convexe vers le sud; leur flanc méridional est abaissé, souvent avec chevauchement du flanc septentrional. L'une de ces flexures est particulièrement importante, car elle passe au sud de la cuvette de Recoaro et marque la limite entre les montagnes triasiques et les collines crétacées et tertiaires[3].

Nous devons retourner maintenant vers le nord, dans les mon-

1. Je rappellerai d'abord qu'à l'est et au sud-est de Trente, dans la direction de Pergine et du Lago di Caldonazzo, se trouvent les extrémités des grandes fractures de la Cima d'Asta. Les micaschistes argileux sont visibles jusque-là entre les failles, et la terminaison des fractures paraît coïncider avec un amincissement local des coulées porphyriques (fig. 53). D'après Vacek, l'inflexion de la première flexure et sa traversée de l'Adige se fait de la manière suivante : la flexure venant du sud-ouest, de l'Orto d'Abramo, prend exactement au nord de Trente, par conséquent au nord de la terminaison des fractures de la Cima d'Asta, la direction E.-W.; en même temps, elle subit un gauchissement. Tandis que dans l'Orto d'Abramo, la direction giudicarienne est accompagnée normalement d'un affaissement de la lèvre orientale et que la lèvre occidentale chevauche la lèvre orientale, dans le massif situé au nord de Trente, où les couches sont dirigées E.-W., c'est la lèvre nord qui est affaissée et qui est chevauchée par la lèvre sud. Une deuxième flexure présente la même direction que celle de l'Orto d'Abramo, depuis le Monte Bastornata, au nord de Rovereto, jusqu à l'Adige; elle traverse la vallée avec une courbure analogue et passe au sud des fractures de la Cima d'Asta. Elle ne subit pas de gauchissement, c'est toujours la même lèvre qui est affaissée : dans le Monte Bastornata, la lèvre orientale, au delà de Calliano, la lèvre méridionale. Vis-à-vis de la flexure septentrionale (Orto d'Abramo, S. Agatha au nord de Trente) se trouve au Monte Kalis, entre S. Agatha et le porphyre, une flexure déjetée vers le S.S.W., comme si une fosse de moindre importance passait entre la terminaison des fractures de la Cima d'Asta et le massif porphyrique de Lavis; Vacek, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1881, p. 161.

2. Vacek, dans Bittner, *Val Sabbia* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXI, 1881, p. 365).

3. Bittner, *Das Alpengebiet zwischen Vicenza und Verona* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1877, p. 226-231).

tagnes du golfe de l'Adige, pour étudier une série de dislocations différente de ces flexures.

Tous les observateurs modernes sont d'accord pour admettre qu'il existe déjà, à partir du Nonsberg, quelques cassures très nettes avec lèvre orientale affaissée, qui coupent sous un angle aigu les flexures (ou plis déjetés) et qui sont dirigées du N. vers le S. Entre Trente et Riva il existe trois ou quatre de ces failles. Elles se répètent avec la même direction N.-S. au sud du val Ronchi et vers Velo; une grande cassure, avec lèvre orientale affaissée, mais avec une direction plutôt N.N.W., a été suivie par Bittner, depuis les environs de Montecchia, par Bolca, jusqu'au Monte Spitz, constituant la limite ouest du territoire principal des dépôts tertiaires du Vicentin; Bittner fait remarquer avec raison que la direction de cette faille indique une disposition en éventail, dont la dernière branche serait la grande cassure de Schio[1].

Cette grande cassure commence dans les hautes montagnes au nord-ouest de Schio et forme, jusque dans le voisinage de cette ville, le bord occidental de la grande flexure, déjetée vers le sud près de Sant'Orso, qui fait disparaître les montagnes du Tretto sous la plaine de Thiene. Mais à partir de Schio cette ligne marque la limite entre cette plaine, d'une part, et la Scaglia et les formations tertiaires, de l'autre. Elle passe ainsi à Malo, accompagnée à l'est, déjà à partir de Schio, par des lambeaux redressés de couches de Schio du Méditerranéen inférieur, puis se continue vers Vicence et forme enfin la limite orientale des Colli Berici et des monts Euganéens vers la plaine. Sa direction est intermédiaire entre le N.W. et le N.N.W., sa longueur jusque vers Battaglia est d'environ 70 kilomètres[2].

A l'ouest de cette ligne se trouvent les collines tertiaires de Vicence qui forment, avec les Colli Berici et les monts Euganéens, un long éperon s'avançant dans la plaine, qui s'enfonce sous les alluvions du Pô, le long de la ligne Vérone-Este. On ne constate aucune relation de cause à effet entre les éruptions éocènes et oligocènes de basalte et de trachyte de la région et la grande faille de Schio, qui est plus récente et le long de laquelle des couches

1. Bittner, *Vorlage der Karte der Tredici Communi* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1878, p. 59-63).

2. Cette grande faille a été reconnue comme telle par Schauroth en 1855; Bittner a constaté dans la partie septentrionale de la faille un retroussement de la lèvre occidentale, tandis qu'au sud de Schio c'est la lèvre orientale affaissée qui est retroussée (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1879, p. 77). C'est exactement le même phénomène que celui qui a été signalé p. 169 le long des failles du plateau du Colorado.

méditerranéennes inférieures se montrent retroussées. Toute la région possède une disposition en vasque; dans la partie sud, entre Este et Battaglia, le Crétacé affleure sur une assez grande surface, et à Fontana Fredda, point signalé déjà à la page 188, réapparaît même le Jurassique supérieur.

Des dislocations secondaires s'observent, par exemple au sud-ouest de Vicence; près des châteaux des Montaigu et des Capulet, la faille, le long de laquelle la brèche volcanique de basalte vésiculaire bute contre les couches tertiaires moyennes (fig. 58), est accompagnée de fissures qui contiennent des marnes tendres avec coquilles marines oligocènes bien conservées.

Dans la partie des Alpes Méridionales que nous venons d'étudier, on peut donc reconnaître les dislocations suivantes. Il y a

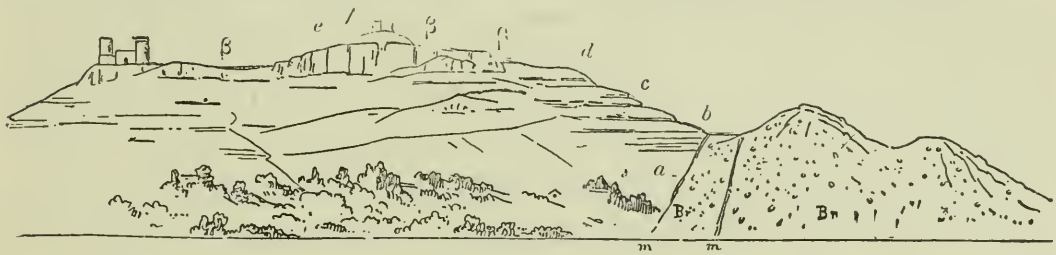


Fig. 58. — Les Montaigu et les Capulet, à l'ouest de Vicence (d'après un croquis de l'auteur).

Br = Brecciole basaltique ; *a* = Marnes à Bryozoaires ; *b* = grosses Rostellaires, Crassatelles, au-dessus *Ostrea rarilamella ; c* = *Clypeus Breunigi ; d* = Calcaire corallien ; *e* = Calcaire à *Lithothamnium ;* β, β, β = Petits amas de tuf basaltique, à un niveau mal déterminé ; *f* = (sous le château des Montaigu) calcaire siliceux avec Polypiers ; *m*, *m* = Fissures, celle de gauche contenant des fossiles de l'horizon de Sangonini, celle de droite des fossiles de celui de Castel Gomberto.

d'abord des flexures, très développées en longueur, passant par places à des failles qui sont parallèles à la ligne giudicarienne, avec affaissement et chevauchement vers l'est, ou plus exactement vers l'est-sud-est. Elles s'étendent depuis la ligne giudicarienne jusque sur la rive gauche de l'Adige, au-dessous de Peri. Puis il y a des flexures analogues plus ou moins parallèles aux failles de la Cima d'Asta, passant au sud de celles-ci, présentant un affaissement vers le sud et quelquefois accompagnées d'un déversement dans la même direction. Quelques-unes des flexures giudicariennes s'infléchissent brusquement vers l'E., dans le voisinage de la vallée de l'Adige, pour prendre la direction des flexures de la Cima d'Asta.

La dénivellation correspondant à chaque flexure va, en général, en diminuant au fur et à mesure que l'on s'éloigne aussi bien des cassures giudicariennes que des cassures de l'Asta, pour se diriger vers la plaine.

A côté de ces flexures, il existe des failles rectilignes, disposées grossièrement en éventail, le long desquelles c'est la lèvre orientale qui est affaissée, et qui conservent la direction N.-S. depuis le Nonsberg jusque dans la partie septentrionale de la province de Vérone; à partir de Montecchià, une de ces failles se dirige vers le N.N.W., et la faille de Schio, avec une direction plus marquée encore vers le N.W., paraît être le dernier terme de ce groupe.

Tandis que l'importance des flexures va en diminuant vers la plaine, celle de ces dislocations augmente à mesure qu'elles se rapprochent de la faille de Schio; c'est au moins ce qui paraît ressortir du rôle considérable que jouent les deux dernières de ces lignes.

Dislocations au nord des fractures de la Cima d'Asta. — Le massif de la Cima d'Asta se comporte, de même que le porphyre, vis-à-vis de toutes les dislocations énumérées jusqu'à présent, comme un grand horst. Ce horst est lui-même traversé par quelques dislocations importantes, qui déterminent également un affaissement en gradins; ici, toutefois, l'*affaissement n'a pas lieu vers le sud, mais vers le nord*[1]. Ed. de Mojsisovics et son collaborateur, R. Hörnes, ont établi ce fait remarquable, et ce que j'ai à dire sur cette région est presque exclusivement emprunté aux excellentes descriptions du premier de ces auteurs[2].

Depuis Lavis, dans la vallée de l'Adige, à l'angle sud-ouest de la nappe porphyrique, le contour de cette nappe se dirige à peu près en droite ligne vers le N.E., dans la direction de Truden, à l'est de Neumarkt, et paraît se continuer immédiatement par une ligne de dislocation qui traverse en biais toute la région porphyrique, avec une direction de plus en plus infléchie à l'E.N.E., jusque dans le voisinage des monts de Latemar, et avec la lèvre septentrionale affaissée. C'est la *ligne de Truden;* elle est d'autant plus remarquable qu'elle est située au milieu de l'espace compris entre la grande cassure du Val Sugana et la faille de la Giudicaria,

[1. Exception paraît devoir être faite pour les accidents qui traversent le massif de la Marmolata, et semblent être de véritables failles-inverses; W. Salomon, *Geologische und paleontologische Studien über die Marmolata* (Palaeontographica, XLI, 1895, p. 1-210, pl. I-VIII; surtout p. 68, 71 et 78).]

2. Edm. Mojsisovics von Mojsvár, *Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien*, in-8°, Wien, 1879, carte géol. à 1 : 75.000. en 6 feuilles. Voir l'aperçu des dislocations, p. 515 et suiv.; pour les faits concernant la ligne de Truden, p. 135; pour la ligne de Tiers, p. 131, 181; pour la ligne au pied du Langkofel, p. 193; pour la ligne de Villnöss, p. 123, 206, 220, 255, 265, etc. [Voir aussi Maria M. Ogilvie, *Contributions to the Geology of the Wengen and St. Cassian Strata in Southern Tyrol* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLIX, 1893, p. 1-78, cartes et coupes).]

et que sa direction est en même temps intermédiaire entre celles de ces deux accidents.

L'importante *ligne de Tiers* constitue une seconde cassure transversale dans le porphyre ; elle commence à Virgl, dans les environs immédiats de Bozen, se dirige vers l'E.S.E., et atteint à Tiers le bord oriental du porphyre ; elle se continue ensuite, sous forme de flexure, avec une dénivellation d'environ 800 mètres, entre le Rosengarten et le Schlern. Ici encore, sur toute la longueur de l'accident, c'est la lèvre nord qui est affaissée.

Une flexure analogue entoure, au nord et au nord-ouest, la pyramide puissante du Langkofel.

La rivière de l'Eisack traverse le porphyre dans une fosse affaissée, formée par des failles en gradins dont la direction est sensiblement celle de la faille de la Giudicaria. Au nord de ces failles, dans le voisinage de Klausen, naît l'importante dislocation que Mojsisovics a désignée sous le nom de *fracture de Villnöss* et que nous allons examiner en détail.

Les schistes anciens, qui apparaissent vers le nord sous le porphyre, contiennent au nord et au nord-ouest de Klausen un certain nombre de laccolithes de diorite qui y sont intercalés. Ces masses doivent être envisagées, d'après Teller, qui a étudié leur structure et leurs zones de contact, « comme des noyaux d'intrusion qui n'ont apparu, sous forme de buttes isolées, au milieu des roches stratifiées qui les entourent, qu'après la dénudation de leur manteau sédimentaire[1] ». Ce sont bien là les caractères des vrais laccolithes. Comme Teller a rencontré des galets de la même diorite dans les conglomérats permiens qui se trouvent à la base du porphyre, ces intrusions sont d'âge très ancien. Les deux plus volumineuses de ces masses sont coupées par une faille dirigée E.S.E.-W.N.W., dont la lèvre nord est abaissée. Cette faille presque verticale a été mise à jour sur une hauteur de plus de 400 mètres par les galeries superposées du Pfundererberg, mais son rejet est sans doute plus considérable[2]. C'est l'extrémité occidentale de la fracture de Villnöss.

Elle coupe l'Eisack, suit la vallée de Villnöss et fait affleurer,

1. F. Teller und C. von John, *Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntniss der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXII, 1882, p. 589-684, 2 pl. ; en particulier p. 636 et 672).

2. Teller considère cette cassure comme constituant en même temps la cheminée éruptive des laccolithes ; le fort plongement de cette faille est indiqué dans F. Pošepný, *Die Erzlagerstätten am Pfundererberg* (Archiv. f. prakt. Geol., I, 1880, pl. X, fig. 2, 3).

le long de sa lèvre septentrionale affaissée, en pleine région des micaschistes, des lambeaux de porphyre, ainsi qu'un éperon de Trias. Dans le moyen Villnöss, Mojsisovics évalue son rejet à 800 mètres au moins. La cassure pénètre maintenant dans la région triasique, et ici, d'après Hörnes, le rejet a déjà considérablement diminué, mais il augmente de nouveau rapidement vers Campil. Au sud de la faille, on observe dans le massif de la Gardenazza une grande fracture dont le rejet est d'au moins 1 000 mètres, et qui met des lambeaux de Crétacé en contact avec les murailles rhétiennes[1]; la faille de Villnöss elle-même est accompagnée de failles parallèles plus ou moins importantes, et, à l'est de la vallée de Wengen, *ce n'est plus la lèvre nord, mais bien la lèvre sud qui est abaissée*. La faille traverse ensuite obliquement les montagnes de Fanes et atteint près de Peutelstein la vallée d'Ampezzo; sur tout ce trajet, elle est accompagnée de fosses dans lesquelles des bandes de Crétacé, pincées entre des masses rhétiennes, ont été préservées de la dénudation, comme sous la Croda di Antruilles.

La cassure coupe maintenant le massif du Monte Cristallo, dont la croupe longue et élevée du Monte Pomagagnon s'est détachée en s'affaissant vers le sud et vers le sud-ouest. Il se forme de nouveau une fosse; les failles s'arrêtent avant d'atteindre la vallée de Mesurina, mais bientôt une nouvelle faille très importante apparaît un peu plus au sud, dans le Val Buona. C'est évidemment la continuation de la faille de Villnöss, déviée de sa direction primitive; elle suit le bord septentrional du Monte Marmarole, vers Auronzo, et atteint le Comelico.

Nous avons vu que le long de la faille de Villnöss, à l'est de la vallée de Wengen, ce n'est plus la lèvre nord, mais la lèvre sud qui est abaissée; il en est de même le long des failles et des flexures plus ou moins parallèles qui l'accompagnent vers le sud, jusqu'aux fractures de la Cima d'Asta : c'est la lèvre sud qui est affaissée. La fracture qui traverse le Monte Antelao et la ligne de Fauzarego en sont des exemples.

Mais revenons à la ligne de Villnöss. Sa partie orientale est bien connue, grâce aux travaux de Harada. A partir du Val Buona, elle est dirigée de plus en plus vers l'E.N.E., et devient ainsi presque parallèle à la partie orientale de la ligne du Val Sugana.

[1. E. Haug considère ce lambeau crétacé comme l'amorce d'un véritable pli couché et étiré, regardant vers le sud (*Die geologischen Verhältnisse der Neocomablagerungen der Puezalpe bei Corvara in Südtirol*, Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVII, 1887, p. 245-280).]

A partir de la Piave, les deux lignes cheminent à peu près parallèlement, à une distance de 8 à 10 kilomètres, réunies par des failles transversales disposées presque à angle droit. Au delà du Comelico inferiore, au pied de la Terza piccola, la faille de Villnöss s'infléchit brusquement à angle droit vers le N.N.W. et entoure la région de schistes anciens du Monte Zovo; elle reparaît près de Sappada, correspondant momentanément à l'effondrement d'une voûte. Les travaux de Harada montrent que, tout le long de cette partie orientale de la faille du Val Sugana, c'est la lèvre septentrionale, au lieu de la lèvre méridionale, qui est abaissée; mais l'affaissement considérable vers l'est qui s'est produit le long de la faille transversale du Val Frisone n'est peut-être pas étranger à cette inversion.

Au sud de la ligne du Val Sugana, les couches s'affaissent vers le sud, vers le Tagliamento, en décrivant une vaste flexure[1].

Les fractures de la Drave et du Gail.— Nous abordons maintenant des faits d'un ordre tout différent.

La partie des Alpes Méridionales que nous avons étudiée jusqu'à présent est limitée à l'ouest par la ligne giudicarienne, au nord par le massif granitique qui s'étend depuis la région au sud de Meran jusque vers Brunneck, puis par la région des schistes anciens qui apparaissent sous les affleurements des couches permiennes et triasiques. Le bord de cet affleurement décrit une ligne légèrement incurvée depuis l'Enneberg moyen jusqu'aux sources de la Drave, près d'Innichen, vers l'est; à partir de là, il se dirige vers le sud-est, de sorte que les schistes descendent assez bas dans la vallée de la Piave, où ils sont entourés par l'extrémité orientale de la faille de Villnöss.

Cette vaste région, qui s'étend du lac d'Idro à Meran, jusqu'aux sources de la Drave et jusqu'au cours supérieur de la Piave, et qui comprend une bonne partie des montagnes calcaires qui se trouvent plus à l'est, ressemble à une grande vasque. Les terrains s'affaissent vers la plaine vénitienne, en suivant des failles et des flexures nombreuses, mais, dans la moitié occidentale, s'élève un horst puissant, le massif de la Cima d'Asta, qui non seulement n'a

1. Toyokitsi Harada, *Ein Beitrag zur Geologie des Comelico und der westlichen Carnia* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXIII, 1883, p. 151-188, 2 pl., en particulier p. 153 et 186). Le déversement de la flexure du Tagliamento en regard de la cassure qui limite le voussoir d'Ugoi-Lavinamondo (p. 178) rappelle d'une manière frappante les relations de la flexure de Sant' Orso avec la faille de Schio.

pas suivi l'affaissement général, et a ainsi produit les grandes fractures de son bord méridional, mais qui a déterminé, depuis ce bord méridional jusqu'au voisinage de la bordure granitique du nord, un affaissement des couches en sens inverse[1].

La falaise de couches permiennes et triasiques qui, vers le nord et vers le nord-est, forme le bord de la vasque et s'élève au-dessus des schistes anciens, est considérée par tous les observateurs comme une simple limite de dénudation; Loretz a publié toute une série de bonnes coupes de cette falaise[2]. Cette limite ne correspond certainement pas à une faille, bien que le Trias s'appuie quelquefois sur les schistes avec une inclinaison telle que l'on serait tenté d'y voir une flexure dénudée.

Franchissons maintenant ce bord de la vasque.

Toutes les cartes des Alpes permettent de constater que la Drave forme deux coudes très brusques dans la partie supérieure de son cours. Elle se dirige d'abord vers le N.E., jusqu'à Lienz, puis vers le S.E., jusque vers Oberdrauburg; à partir de là, elle forme un deuxième coude, à l'angle duquel se trouve Sachsenburg, et le tronçon rectiligne qui commence un peu à l'est de Sachsenburg, et qui va jusqu'à Villach, au confluent du Gail, est parallèle au tronçon Lienz-Oberdrauburg. Tout au contraire, la vallée du Gail est rectiligne et dirigée vers l'E.S.E., et cela depuis sa source, située à peu de distance au sud de la source de la Drave, jusqu'au pied méridional du mont Dobratsch, près de Villach, non loin de son confluent, c'est-à-dire sur une longueur de plus de 100 kilomètres. Ces dépressions au milieu des Alpes délimitent une région bordée au sud par la ligne droite du Gail, depuis Sillian jusqu'au Dobratsch, et qui présente vers le nord deux angles pénétrant comme des coins dans la région adjacente; le sommet de l'un des deux angles se trouve à Lienz, l'autre est à Sachsenburg. C'est précisément la région dont Léopold de Buch a publié, en 1824, une carte géologique qui peut maintenant encore servir de guide pour les développements qui vont suivre[3].

1. Tous les traits principaux de cette interprétation, et en particulier l'importance attachée à la « localisation frappante des failles à regard nord », se trouvent déjà dans le premier aperçu général de ce réseau de fractures donné par Mojsisovics (*Dolomitriffe*, p. 515 et suiv.).

2. H. Loretz, *Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XXVI, 1874, pl. VIII, fig. 1-5; pl. IX, fig. 6).

3. L. von Buch, *Ueber die Karnischen Alpen; ein Schreiben an d. Geheimrath v. Leonhard* (Mineral. Taschenbuch f. 1824, p. 396-437, pl. IV; réimpr. dans l'édition de ses œuvres complètes publiée par Ewald, Roth et Dames, III, 1877, en particulier p. 177 et suiv. pl. V).

Le voyageur qui, venant du Brenner ou de la vallée de l'Adige, descend en chemin de fer l'étroite vallée de la Drave, entre Sillian et Lienz, observe sur sa droite de grands escarpements de calcaires, de place en place aussi des couches rouges liasiques fortement plissées, tandis que, sur la gauche, les versants sont constitués par du gneiss et par des schistes anciens. La ligne Sillian-Lienz est donc une ligne de dislocation. L'autre côté de l'angle, la ligne Lienz-Oberdrauburg, en est une également, et cette faille se continue en droite ligne dans la vallée du Gitsch, vers le sud-est, jusqu'à ce qu'elle atteigne le Gail à Hermagor, où elle se raccorde, suivant une direction plutôt W.-E., avec le groupe des cassures le long desquelles le Carbonifère marin est visible au sud de Bleiberg. C'est la *faille du Gitsch*[1].

L'espace triangulaire circonscrit par la ligne de la Drave, de Sillian à Lienz, par la faille du Gitsch et par la vallée du Gail, a été souvent décrit, et en particulier par Emmrich et par Stur[2]. La structure de ce voussoir, abstraction faite de dislocations de moindre importance, est la suivante.

Les couches sont dirigées de l'est à l'ouest, en travers du triangle. Le versant de la vallée du Gail est constitué essentiellement par des schistes anciens; ces schistes supportent quelques traces de coulées porphyriques, puis les grès rouges de Gröden, formant une bande visible à de grandes distances, et enfin le Trias, en couches très puissantes, s'élevant à des altitudes considérables. Vers le nord, les calcaires en dalles (Plattenkalke) du Trias supérieur plongent avec une forte inclinaison, en formant des murailles escarpées contre lesquelles viennent s'appuyer les bancs fossilifères du Rhétien et les couches schisteuses et fortement froissées du Lias. Cette série puissante, inclinée vers le nord, s'étend jusque tout près du sommet du triangle, mais l'étage rhétien reparaît brusquement au delà du Lias; le récif calcaire du Rauchkofel, près de Lienz, représente le Trias; autour du petit lac de Tristach apparaît encore une petite bande de grès rouge de

1. Cette fracture a été décrite par Mojsisovics (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1872, p. 351-353); j'ai étudié en détail les fractures de Bleiberg dans *Aequivalente des Rothliegenden, I* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LVII, Abth. 1, 1868, p. 252 et suiv., pl. I).

2. H. Emmrich, *Notiz über den Alpenkalk der Lienzer Gegend* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., VI, 1855, p. 444-453); D. Stur, *Geol. Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail* (Ibid., VII, 1856, p. 414-424, coupes). Mojsisovics a reconnu dans le sud quelques failles, que je n'ai pas considérées comme assez importantes pour la structure de la région pour en faire mention ici (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1873, p. 235-237).

Gröden, sous lequel, enfin, on observe les schistes anciens qui constituent, avec une très faible extension, dans les Heimwälder, près de Lienz, la partie la plus septentrionale de ce voussoir en forme de coin.

On pourrait donc envisager le voussoir triangulaire au sud de Lienz comme un lambeau découpé dans un synclinal dont l'axe est dirigé de l'W. à l'E., mais le flanc septentrional est si peu développé par rapport au flanc méridional et il est à tel point réduit, au sommet du triangle, que toute la région ressemble plutôt à un paquet monoclinal incliné vers le nord, dont le sommet serait retroussé ou relevé.

La ligne de la Drave, qui constitue, de Lienz à Sillian, le côté ouest du triangle, paraît coïncider, d'après les observations faites jusqu'à ce jour, avec un accident très important. Quoique les schistes anciens et le gneiss affleurent comme on l'a vu sur la rive gauche de la Drave, Emmrich a déjà signalé en un point, sur cette même rive, à la Lienzer Klause, des couches rhétiennes[1].

Or, tout récemment, Teller a montré que la région est traversée par deux plis de calcaires secondaires qui ressemblent à beaucoup d'égards au pli triasique du Penserjoch, signalé à la p. 322. La première bande n'atteint que 2 kilomètres et demi de long; elle se trouve au milieu de la région schisteuse et gneissique, à l'ouest d'Inner-Villgraten, est fortement inclinée vers le sud et est composée de calcaires à diplopores; elle paraît être accompagnée de Verrucano. La deuxième bande est bien plus importante, elle commence à Winbach, non loin de Sillian; on peut y distinguer avec certitude du Trias et du Lias à bélemnites, et elle n'est séparée de la Drave que par un cône de déjection. Elle a été suivie par Teller à partir de Winbach vers l'ouest, le long de la vallée de la Drave, sur 33 kilomètres jusqu'au récif dolomitique de la ville de Brunneck (fig. 53, p. 319). Cette traînée est un pli dans les schistes anciens, déversé vers le sud. Le Lias de son extrémité orientale est constitué par les couches rouges d'Adneth et par des marnes mouchetées (Fleckenmergel), comme dans les montagnes de Lienz. Teller émet en effet la supposition que cette longue bande n'est autre chose que la continuation déviée de la bande triasique du Rauchkofel, par conséquent d'une partie du coin de Lienz[2].

Il est bien établi qu'immédiatement au nord de la falaise, que

1. Ceci confirme la mention faite par Stur de calcaire alpin près de Bannberg.

2. F. Teller, *Neue Vorkommnisse diploporenführender Dolomite* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1883, p. 193-200).

nous avons considérée comme le bord de la vasque, commence, en pleine région des schistes anciens, une région dans laquelle la structure et la composition des terrains sont différentes, et qui empiète même à Brunneck sur le versant méridional du Pusterthal. Au lieu d'une grande vasque affaissée, on a des plis étroits, pincés dans les schistes, et les caractères stratigraphiques des couches rappellent les Alpes Septentrionales, comme Emmrich l'a reconnu depuis longtemps.

Rendons-nous maintenant dans la région située à l'est du triangle de Lienz.

La structure du voussoir triangulaire au sommet septentrional duquel se trouve Sachsenburg est différente de celle du voussoir de Lienz. Tandis que dans ce dernier les schistes anciens étaient surtout visibles dans le sud et que les couches secondaires étaient en général inclinées vers le nord, les schistes ne formant, au nord, qu'un tout petit lambeau, — dans le voussoir de Sachsenburg c'est la partie septentrionale qui est presque entièrement constituée par des schistes anciens, avec une bande intercalée de marbre, et les terrains anciens n'occupent dans le sud, sur le Gail, qu'une surface peu considérable, le long de grandes cassures [1].

1. Il y a peu d'endroits où le rôle important que jouent les grandes lignes de fracture dans la structure des Alpes ressorte d'une manière aussi claire que dans la partie occidentale du voussoir de Sachsenburg, si, par exemple, on se dirige de Lind, dans la vallée de la Drave, vers le sud, vers St. Lorenzen, sur la faille du Gitsch. Nous montons par le Fellbach, au-dessus de Lind, et nous traversons des schistes micacés inclinés vers le sud, qui alternent vers le haut avec des lits verts. Puis, vient le grès de Gröden, incliné vers le sud, et le Trias inférieur en couches presque verticales, avec bancs à *Spir. fragilis*, *Retzia trigonella*, etc. Au haut de la montée affleure du marbre gris bleuâtre, stratifié, incliné à 50 ou 60° vers le S.S.W. Nous descendons vers le Weissensee, en passant sur de nombreuses têtes de couches, car les calcaires triasiques présentent une inclinaison vers le sud supérieure à la pente. Le lac se trouve à peu près dans la direction des couches; nous le traversons dans sa partie la plus resserrée; de l'autre côté, nous escaladons d'abord des dolomies blanches, puis viennent des schistes noirs avec restes de poissons et de crustacés, sans doute les schistes à poissons de Raibl, ici avec lits de silex; ils ne sont inclinés qu'à 30 à 40° vers le S.S.W. Nous sommes au haut de la deuxième montée et nous jouissons d'une vue superbe sur les montagnes du sud; le plongement est toujours le même; sous la cabane de Lorenzen affleurent des schistes bruns avec nombreuses coquilles de *Cardita*. Le plongement est de 45° vers le sud. Aux schistes font suite des dolomies, formant de grands abrupts. En descendant, nous rencontrons des calcaires bien stratifiés, c'est le « Plattenkalk ». Les couches sont de plus en plus inclinées, elles deviennent verticales, puis décrivent une série de plissements en S; sur la pente qui mène à St. Lorenzen, le Plattenkalk se renverse et plonge à 30° vers le nord, affectant ainsi une disposition en éventail. Nous avons atteint le thalweg de la vallée du Gitsch. Le versant opposé, couvert de végétation, est en schistes anciens. Toute trace de la puissante série inclinée vers le sud, que nous avons suivie depuis le Köhlerhaus, au-dessus du Fellbach, a complètement disparu. La distance à vol d'oiseau est de 9 kilomètres, l'épaisseur des couches est d'au moins 3 à 4 kilomètres. Toute cette série s'est affaissée le long de la faille du Gitsch.

Il n'est pas nécessaire de suivre plus longtemps la structure de cette région. Nous voyons que le tracé coudé de la Drave est déterminé par des failles, que le triangle affaissé de Lienz pénètre en coin, vers le nord, dans les terrains anciens, comme s'il opposait une résistance à un mouvement venu du nord, et nous observons le déversement vers le sud du grand pli de Brunneck, qui rappelle de si près la zone calcaire de Pens. La structure de cette région

Fig. 59. — Bord septentrional de la zone paléozoïque au sud d'Hermagor. Fracture dans la partie supérieure du ravin de Duka, Alpe de Watschig, côté sud du Gartnerkofel (d'après un croquis de l'auteur).

a, *b*, Limite des couches carbonifères pincées et du calcaire blanc du Trias moyen.

est différente de celle de la grande vasque ; les caractères lithologiques et paléontologiques de plusieurs termes de la série des terrains sont également différents ; c'est la même chaîne calcaire qui s'étend depuis Villach bien loin vers l'est, traversant toute la Carinthie, pour gagner la Styrie méridionale et se prolonger au sud de la Drave jusqu'au pied méridional du Bachergebirge[1], et dont nous avons appris à connaître la continuation jusque dans la ville même de Brunneck.

[1. Voir F. Teller, *Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen* (*Ostkarawanken und Steiner Alpen*). Aufgenommen im Auftrage der k. k. Geologischen Reichsanstalt; 4 feuilles à 1 : 75.000. Wien, 1895, avec notice.]

Dans l'angle formé par la falaise qui limite au nord la grande vasque et par les montagnes de Lienz se trouve l'origine des *Alpes Carniques,* chaîne caractérisée par l'apparition de dépôts fossilifères siluriens, [dévoniens] et carbonifères. On doit signaler en particulier les schistes à graptolithes, que Stache a rencontrés d'abord en Carinthie et qui ont été signalés ensuite par Taramelli dans les parties avoisinantes de la Haute-Italie [1].

La structure de cette région est des plus compliquées [2], et je ne puis donner mon opinion que sur la partie orientale, que j'ai appris à connaître par des séjours successifs et prolongés. Au sud d'Her-

Fig. 60. — Bord méridional de la zone paléozoïque au sud d'Hermagor. Calcaire effondré du Trias moyen sur les couches carbonifères froissées; arête du Loch, Zirkelspitzen, au nord de Pontafel (d'après un croquis de l'auteur).

magor la série paléozoïque n'affleure que dans le milieu de la chaîne et on peut s'expliquer facilement que les puissantes masses de calcaires triasiques des versants septentrional et méridional aient été considérées comme normalement superposées ou même comme représentant un équivalent du Permien. Mais ces calcaires sont des masses affaissées au nord et au sud, le long de failles longitudinales. Le Gartnerkofel, bien connu des botanistes comme

1. Stache, *Aus dem Westabschnitt der karnischen Hauptkette. — Die Silurformation des Wolayergebirges und der Paralba-Silvellarückens* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1883, p. 210-216).

[2. Voir l'ouvrage de Fr. Frech, cité plus haut, et G. Geyer, *Ueber die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLVI, 1896, p. 127-233, pl. I); voir aussi C. Diener, *Ein Beitrag zur Geologie des Centralstokes der Julischen Alpen* (Ibid., XXXIV, 1884, p. 659-706, pl. XII-XIII).]

station de la remarquable *Wulfenia carinthiaca*, est particulièrement riche en fossiles triasiques; sa masse est séparée du Carbonifère par une faille d'affaissement des plus nettes. Au sud, vers Malborghetto et Pontafel, on observe des faits analogues. Le rejet des failles est énorme, mais ne peut être évalué en chiffres.

Les fractures du Karst. — Aux environs de Caporetto, dans la haute vallée de l'Isonzo, apparaît la première des longues lignes de dislocation que l'on suit de ce point au moins jusqu'à Antivari, c'est-à-dire sur quatre degrés de latitude, mais qui se continuent probablement bien plus loin vers le sud. Elles conservent d'une manière constante leur direction N.W.-S.E. et dominent toute la structure du littoral adriatique.

Il n'existe pas de régions, en Europe, où les dislocations s'étendent sur une aussi grande longueur avec une aussi parfaite régularité. Nous devons à l'émulation des géologues autrichiens des explorations détaillées de la région du Karst, de la Croatie occidentale et de toute la Dalmatie. Stur a décrit les parties nord-ouest, sur l'Isonzo[1]; Stache, l'Istrie et les régions avoisinantes[2]; Hauer, toute la Dalmatie[3]. Mais ce n'est que lorsque la Bosnie occidentale et l'Herzégovine eurent été explorées que Mojsisovics put indiquer les relations avec les régions affaissées des Alpes Méridionales[4] et que Bittner put montrer que les mêmes dislocations se continuaient jusque dans l'Herzégovine[5]. Tietze, enfin, les a suivies encore plus loin vers le sud, sur le territoire monténégrin[6]. Ce sont partout des flexures ou des fractures, dont le flanc tourné vers la mer est affaissé et souvent chevauché par

1. D. Stur, *Das Isonzothal von Flitsch abwärts bis Görz, etc.* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., IX, 1858, p. 324-367, pl.). A la p. 366 se trouve une excellente description du chevauchement passif des grandes chaînes calcaires tabulaires par-dessus les marnes et les grès éocènes de la lèvre abaissée; pour la haute vallée de l'Isonzo, voir aussi F. von Hauer, Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, XXV, 1857, p. 328 et suiv.

2. G. Stache, *Die Eocängebiete in Innerkrain und Istrien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., X, 1859, p. 272-332, pl. VIII; XIV, 1864, p. 11-116, pl. I et XVII, 1867, p. 243-290, pl. VI). [Voir aussi, du même, *Die Wasserversorgung von Pola* (Ibid., XXXIX, 1889, p. 83-180, pl. I-IV).]

3. F. von Hauer, *Erläuterungen zur geol. Uebersichtskarte der Oesterr. Monarchie* Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XVIII, 1868, p. 431-454), et dans d'autres publications; G. Stache, *Geologische Uebersichtskarte der Küstenländer von Oesterreich-Ungarn*, in-f°, 1878. [Voir aussi G. Stache, *Die Liburnische Stufe*, Abth. 1 (Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst. XIII, n° 1, 1889, p. 1-170, carte géol., 8 pl.).]

4. Edm. von Mojsisovics, E. Tietze und A. Bittner, *Grundlinien der Geologie von Bosnien-Herzegowina* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXX, 1880, p. 17, 21); comparer *Entstehung der Alpen*, p. 92.

5. Bittner, Mém. cité, p. 265, 269.

6. E. Tietze, *Geologische Uebersicht von Montenegro* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXIV, 1883, p. 92).

le flanc nord-est. La structure des flexures du Tyrol méridional se répète donc sur une plus grande échelle ; mais tandis que dans ce pays l'affaissement et le chevauchement s'étaient produits vers le sud-est, puis, plus à l'est, vers le sud, sur le littoral adriatique ils se produisent vers le sud-ouest. C'est ainsi qu'a lieu l'affaissement de la chaîne dinarique vers les profondeurs de la mer Adriatique.

Le mode de pénétration de ces lignes de dislocation dans les Alpes mérite d'être examiné de près.

Une grande fracture dirigée à peu près de l'E. à l'W. coupe d'après Stur, à l'est de Caporetto, les montagnes de Dachsteinkalk qui constituent la grande masse du Krn et les hauteurs au sud de la vallée de Wochein; le calcaire du Dachstein est refoulé vers le sud sur les calcaires crétacés affaissés. Cette fracture paraît être la continuation de la grande ligne de dislocation qui, d'après les indications de Taramelli, s'étend de Barcis, par Gemona, jusqu'à Starasella, près de Caporetto.

Au sud de cette fracture maîtresse apparaît la première des lignes à direction N.W.-S.E.; elle ne semble pas se raccorder avec la direction de la faille précédente; elle correspond au cours de l'Isonzo, près de Tolmein, se continue dans la vallée de l'Idria vers Tribussa, détermine sur une grande longueur, près de la ville d'Idria, où elle est accompagnée de nombreuses fractures secondaires, le refoulement des couches renversées du Carbonifère et du Trias, en contact immédiat avec le calcaire crétacé affaissé[1], et se dirige enfin vers Laas, en passant par Zirknitz.

Une deuxième ligne apparaît au sud-ouest de Canale, et longe au nord de Goritz le pied des masses de la forêt de Tarnova et de la forêt de Birnbaum, refoulées sur des parties affaissées. Stache en a suivi la continuation par la faille de Buccari, au nord de Fiume, jusqu'à la côte, près de Novi et dans l'île de Veglia, où elle se divise en fractures multiples.

Une troisième ligne naît tout près de la mer, à Duino, au nord-ouest de Trieste; elle traverse obliquement la péninsule d'Istrie, en se divisant pour donner lieu à des affaissements en gradins. A l'ouest de Veglia, sur les îles de Cherso, de Lussin et d'Unie, on observe les prolongements de ces dislocations d'Istrie.

C'est ainsi que l'on suit les grandes lignes de dislocation, tantôt peu nombreuses, tantôt multipliées par suite du morcellement

1. M. V. Lipold, *Erläuterungen zur Geol. Karte der Umgebung von Idria* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXIV, 1874, p. 425-456, pl. IX, X); voir aussi Stur, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1872, p. 234-240.

qu'elles ont subi ; l'une d'elles forme, en Dalmatie, une grande partie de la côte du continent. Suivre ces lignes en détail vers le sud-est nous entraînerait hors des limites du présent chapitre.

Élargissement de la mer Adriatique. — Les dépôts marins tertiaires moyens du nord ne pénètrent pas bien loin dans l'intérieur de la Bosnie ; les lambeaux tertiaires situés à l'ouest de ce pays, de même que ceux que l'on rencontre çà et là dans toute la région périadriatique, depuis l'Istrie jusque dans le Monténégro, appartiennent tous à des formations d'eau douce. Les côtes de toute la région qu'entourent les lignes de dislocation périadriatiques et les nombreuses îles sont complètement dépourvues de dépôts marins récents, comparables à ceux que l'on rencontre fréquemment sur de grandes étendues sur les côtes de la Méditerranée. La petite île de Pelagosa, située au milieu de la mer Adriatique, précisément à l'endroit où les archipels de l'est et de l'ouest se rapprochent le plus, est le point le plus septentrional où ces dépôts marins soient connus, et Stache considère justement la chaîne d'îles Lagosta-Pelagosa-Tremiti comme la côte méridionale de l'ancien continent adriatique [1].

En effet, on rencontre tout le long de la côte orientale de l'Italie une série d'affleurements qui peuvent être considérés comme des fragments du plateau dalmate effondré. Le premier de ces lambeaux est le Monte Conero, près d'Ancône. Le second fragment, bien plus important, est le large promontoire du Monte Gargano. Ce massif s'élève, dans quelques-unes de ses parties, au-dessus de 1,000 mètres d'altitude ; il est coupé brusquement du côté de l'Apennin, dont il est séparé par une dépression remplie de dépôts marins récents. Ses couches fortement inclinées sont, d'après les indications de Bucca, des calcaires tithoniques, crétacés et éocènes et des marnes éocènes [2]. Enfin, il faut ranger dans la même caté-

1. G. Stache, *Geologische Notizen über die Insel Pelagosa* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1876, p. 123-127); voir aussi Stur, *ibid.*, 1874, p. 391 ; sur l'ancienne terre adriatique, voir aussi Mojsisovics, *Dolomitriffe*, p. 531 ; Marchesetti, *Descrizione dell'Isola di Pelagosa* (Boll. Soc. Sc. Nat. Trieste, II, 1876, p. 283-306); R. F. Burton, *A Visit to Lissa and Pelagosa* (Journ. Geogr. Soc., XLIX, 1879, p. 184 et suiv.). [Voir aussi S. Traverso ed E. Niccoli, *Sull' esistenza di un massiccio di rocce cristalline nel bacino dell' Adriatico* (Atti Soc. Ligustica Sc. Nat. e Geogr., VII, 1896).]

2. L. Bucca, *Appunti geologici sui Monti del Gargano* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, XII, 1881, p. 556 et 563). [Voir aussi E. Cortese e M. Canavari, *Nuovi appunti geologici sul Gargano* (Ibid., XV, 1884, p.225-240, pl. V); C. Viola e G. Di Stefano, *La Punta delle Pietre Nere presso il Lago di Lesina, in provincia di Foggia* (Ibid., XXIV, 1893, p. 129-143); C. Viola, *Le roccie eruttive della Punta delle Pietre Nere*, etc. (Ibid., XXV, 1894, p. 391-406, pl. IV).]

gorie les grands affleurements de calcaires crétacés que l'on connaît dans les Murgie de Bari et sous les dépôts récents de l'Apulie, jusqu'au delà d'Otrante[1]. Le contraste de toutes ces masses avec l'Apennin est si grand que De Giorgi a proposé de les considérer comme un système orographique propre et de les désigner sous le nom de « groupe apulo-garganien »[2].

Comme preuve à l'appui de l'hypothèse que ce système se trouvait en communication avec le littoral dalmate au travers de l'Adriatique actuelle, Neumayr appelle l'attention sur le fait que, d'après Kobelt, la faune actuelle des mollusques terrestres du Monte Gargano présente des caractères non pas italiens, mais bien dalmatiques[3].

Il existe beaucoup d'autres traces de cette communication. Dans la partie la plus méridionale de la péninsule d'Istrie on rencontre sur la côte orientale, au-dessus de la *terra rossa* bien connue, des masses très récentes de sables qui se retrouvent sur les petites îles situées à l'ouest, Unie, les deux Candiole et Sansego; Stache et Marchesetti les ont étudiées récemment et Marchesetti a trouvé, sous le sable de Sansego, un banc durci avec coquilles d'espèces vivantes de mollusques terrestres. Les deux observateurs ont considéré ces dépôts comme des sédiments d'un grand fleuve[4].

Dans beaucoup d'îles on recueille, dans des brèches, les restes de grands animaux terrestres; c'est ainsi que Neumayr et Woldrich ont considéré la présence du cheval, du bison, du cerf et du rhinocéros dans l'île de Lesina comme une preuve de l'ancienne communication de cette île avec le continent[5]. L'exemple le plus curieux est le petit récif isolé de Silo, non loin de la pointe méridionale de Candiole piccola. D'après Marchesetti, ce rocher, dont la surface ne mesure que quelques mètres carrés, est complètement recouvert par la mer à chaque grande marée et néanmoins on y rencontre, dans une brèche, de nombreux restes de grands ruminants[6]. C'est un fait bien connu que, sur plusieurs îles de la Dal-

1. C. de Giorgi, *Note stratigrafiche e geologiche da Fasano ad Otranto* (Boll. R. R. Com. Geol. d'Italia, XII, 1881, p. 187-203, pl. IV).

2. C. de Giorgi, *ibid.*, X, 1879, p. 622.

3. M. Neumayr, *Ueber den geologischen Bau der Insel Kos* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XL, 1879, p. 263, note); Kobelt, Jahrb. deutsch. malakoz. Ges., 1879, p. 144.

4. Stache, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1872, p. 221; C. Marchesetti, *Cenni geologici sull' isola di Sansego* (Boll. Soc. Adriat. Trieste, VII, 1882, p. 289-304).

5. M. Neumayr, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1882, p. 161; J. Woldrich, *Beiträge zur Fauna der Breccien, etc.* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXII, 1882, p. 454 et suiv.).

6. Marchesetti, Mém. cité, p. 300.

matie, le chacal (*Canis aureus*) est encore rencontré vivant à l'époque actuelle.

Mais il y a toutes les raisons d'admettre que les mouvements qui ont élargi l'Adriatique à une époque très récente n'ont pas cessé de se faire sentir. La région des fractures périadriatiques est exposée à des mouvements séismiques fréquents et intenses. On doit admettre, d'après les observations de Bittner et de Hörnes[1], que le grand tremblement de terre de Bellune, du 29 juin 1873, s'est produit sur deux surfaces de décrochement parallèles et dirigées vers le N.N.E., sur de véritables « blatt », en se propageant depuis le bord méridional des Alpes, au travers de la chaîne, jusque dans le massif de la Bohême, présentant ainsi une certaine analogie avec les tremblements de terre qui se produisent sur le bord nord des Alpes. Je ne suis pas à même de fournir une explication de ces secousses, qui se propagent en dehors de l'aire d'affaissement. Il est vrai qu'il existe d'autres décrochements horizontaux, tels que ceux de Raibl et de la vallée de Weissenfels, et il n'est pas improbable que le grand tremblement de terre de Villach de l'an 1348 ait été un tremblement de terre transversal.

Mais c'est un fait bien connu que Zengg, Zara, Raguse, et d'autres parties des côtes dalmates dues à des lignes de dislocation ont été à plusieurs reprises le théâtre de secousses très violentes, et Hörnes a remarqué avec raison que, dans les années 1869 et 1870, la ligne du Karst Goritz-Klana-Fiume-Ottocac, c'est-à-dire la deuxième des lignes de dislocation énumérées à la page 345, a jalonné des centres d'ébranlement rappelant en tous points la ligne périphérique de Calabre, de 1783. Tietze a constaté des faits analogues le long de la ligne de dislocation voisine de la côte de Montenegro, près d'Antivari[2].

Aussi bien que l'on parle d'une *Tyrrhenis* effondrée et que l'on cherche, par des études zoogéographiques et phytogéographiques, à se rendre compte de l'ancienne corrélation de ceux de ses restes qui dépassent aujourd'hui encore le niveau de la mer, on peut parler

1. Bittner, *Beiträge zur Kenntniss des Erdbebens von Belluno vom* 29. *Juni* 1873 (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXIX, 1874, 2. Abth., p. 841); R. Hörnes, *Erdbebenstudien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVIII, 1878, p. 387-448, pl. XI); pour les secousses des Alpes Méridionales et leurs relations avec les lignes de dislocations, voir surtout H. Hoefer, *Die Erdbeben Kärntens und deren Stosslinien* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XLII, 1880, Abth. 2, 90 p., 3 pl., p. 87, affaissement de l'Adriatique) et R. Canaval, *Das Erdbeben von Gmünd am* 5. *Nov.* 1881 (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXXVI, Abth. 1, 1882, p. 353-409, 2 pl.); Tietze, *Geologische Uebersicht von Montenegro*, p. 65 et 93.

2. Hörnes, *Erdbebenstudien*, p. 433. Voir surtout D. Stur, *Das Erdbeben von Klana im Jahre* 1870 (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXI. 1871, p, 231-264, pl. IX, X).

également d'une *Adriatis,* effondrée à une époque récente, et on peut chercher à en fixer les limites, quand bien même les dépôts récents du versant externe de l'Apennin et des bords de la plaine lombarde rendent probable, à cette époque, une libre communication de la mer entre le Gargano et l'Apennin. Et, tandis que les événements qui se produisent sur la ligne séismique de la Calabre nous révèlent la continuation des phénomènes auxquels est dû l'effondrement graduel de la terre ferme, nous voyons, sur la ligne de dislocation qui sépare l'Istrie du continent, des événements analogues se dérouler sous nos yeux.

Résumé général. — Aucun des résultats de ces études comparatives ne m'a, je l'avoue, paru aussi étrange que la disposition indiscutable en tourbillon des principaux éléments du système alpin, qui est représentée fig. 51, p. 302 et fig. 61, p. 352. Au risque de me répéter, je vais essayer maintenant de donner un aperçu général de l'ordonnance des chaînes et des champs d'affaissement.

En avant du Jura et de la chaîne principale des Alpes se trouvent, à l'ouest et au nord, des régions à structure variée. En venant de l'ouest, nous rencontrons d'abord le bord oriental du grand horst connu sous le nom de Plateau Central de la France; puis vient, sur le bord même du Jura, le petit massif de Dôle ou de la Serre; un peu plus loin du bord, le bord méridional des Vosges; ensuite, plus près, l'extrémité méridionale de la Forêt-Noire, entourée, comme d'une ceinture, par le Jura tabulaire.

Nous arrivons maintenant au grand champ d'affaissement de Souabe et de Franconie, s'étendant depuis la Forêt-Noire et l'Odenwald jusqu'au Thüringerwald, au Frankenwald, au bord occidental du Fichtelgebirge et au Bairischer Wald. L'un des gradins du grand affaissement s'étend jusqu'à la fracture principale qui longe le Danube. Les bords se détachent par faille des horsts, l'affaissement va en augmentant, bien qu'interrompu çà et là par des fosses secondaires, vers le Danube, où apparaissent des effondrements circulaires, accompagnés de petits pointements éruptifs. On reconnaît des traces de mouvements tangentiels; le bord oriental du champ d'affaissement, en particulier, est chevauché par places; dans le cirque du Ries on constate également en un point un refoulement horizontal. La bordure, de Ratisbonne à Linz, est refoulée en plusieurs endroits vers le sud, et les dépôts crétacés ont été entraînés dans le plissement.

Au delà du horst de Bohême, l'avant-pays présente une consti-

tution différente. Les Sudètes butent par faille contre ce horst et se trouvent probablement cachées sous la plaine dans toute la Basse-Autriche et la Moravie. A Weisskirchen ils sont en contact avec le bord des Carpathes et plongent ensuite zone après zone sous cette chaîne (fig. 43, p. 242). Il est possible, mais il n'est pas démontré, que les nombreux et importants rejets du bassin houiller d'Ostrau soient en rapport avec cet affaissement.

Plus à l'est vient enfin la Plate-forme Russe (fig. 44, p. 243).

Ceci est le *Vorland;* nous arrivons aux zones de plissement.

En avant de la chaîne principale se trouve le rempart arqué du Jura, écrasé contre le massif de Dôle, et refoulé à son extrémité orientale, avec de multiples imbrications, sur le Jura tabulaire. En arrière du Jura vient la plaine mollassique, puis les Alpes.

Je crois qu'il est essentiel, pour la compréhension des Alpes, que l'on ne perde pas de vue l'unité du bord externe de la chaîne, qui ressort si nettement, depuis l'extrême ouest, dans le Midi de la France, jusque dans l'extrême est, en Valachie. Car les Carpathes sont la continuation immédiate des parties extérieures de la chaîne principale des Alpes. Toute cette bordure, retenue par les horsts, s'avançant sans obstacle sur le *Vorland* affaissé, et se développant enfin avec une vaste courbure vers le nord, se comporte, d'après tout ce que nous savons de sa structure, comme *le bord antérieur d'une écaille superficielle de l'écorce terrestre, chevauchant sur le Vorland affaissé.*

Au delà de cette bordure, nous rencontrons vers l'intérieur, avec une disposition plus ou moins régulière — formant des chaînes plissées, des écailles refoulées vers l'extérieur, des bandes affaissées dans la même direction le long des fractures longitudinales — des terrains de plus en plus anciens, jusqu'à ce que nous arrivions de nouveau, vers le sud, à une région affaissée.

Le *Vorland* des Alpes était hétérogène, le bord externe homogène, le côté interne est de nouveau hétérogène.

Les effondrements ou les affaissements du côté interne se produisent de diverses manières. Dans les Carpathes, ce sont des cassures, avec éruptions volcaniques, qui pénètrent souvent profondément dans l'intérieur de la chaîne, comme entre Tokaj et Eperies, et la zone du Flysch reste alors seule visible. D'autres fois, la partie interne de la chaîne est visible sur une grande largeur, comme immédiatement à l'ouest de la ligne Tokaj-Eperies. Nous avons déjà étudié en détail l'effondrement du bassin de Vienne et ceux

qui se sont produits sur le bord oriental des Alpes, près de Landsee, et plus au sud entre l'éperon de Güns et le Bachergebirge.

Au sud du Bacher commence la branche indépendante et unilatérale des Alpes qui, sous le nom de Mittelgebirge de Hongrie, s'étend dans la direction du nord-est, vers le bord interne des Carpathes, et dont les zones internes effondrées se trouvent sous le lac Balaton, tandis que leurs restes apparaissent près de Stuhlweissenburg (Albe royale).

D'accord avec Mojsisovics, je crois devoir considérer les reliefs isolés qui, commençant à l'ouest d'Agram, se dressent au-dessus de la plaine, au sud, le long de la Save, puis, vers le nord, jusqu'au delà de Fünfkirchen, comme des parties d'un grand massif étranger aux Alpes, tant par sa constitution que par sa structure. Contre ce massif sont venus buter les plissements de la zone du Flysch du rameau dinarique, accompagnée de traînées de serpentine. Le rameau dinarique, par suite de la proximité de ce massif, n'a pas pu se développer aussi régulièrement que les autres branches du système alpin. Déjà, à partir de l'effondrement de Laibach et jusque dans le Montenegro, s'étendent, d'après les travaux récents, des bandes de schistes en grande partie carbonifères, et rappelant bien plutôt les voûtes surbaissées de la *chaîne métallifère* de Toscane que les noyaux de gneiss des Alpes. Elles constituent la série la plus ancienne de la chaîne; plus à l'ouest commencent les fractures et les flexures qui leur sont parallèles et se développent en longueur, en déterminant un affaissement général du terrain vers l'Adriatique. Le Karst et la péninsule de l'Istrie ne représentent qu'un segment de la même chaîne; ces régions sont traversées par les mêmes lignes de dislocation, dont la direction se traduit très nettement dans le tracé en zigzag de l'Isonzo.

Nous voici revenus à la chaîne principale des Alpes. A l'endroit où, sur l'Isonzo, ces lignes ont pénétré dans les Alpes, de nouvelles fractures apparaissent, qui s'étendent jusqu'à Meran et jusqu'au lac d'Idro. Toutes ces grandes lignes, depuis le Montenegro jusqu'au lac d'Idro, entourent la mer Adriatique à l'est, au nord et au nord-ouest et peuvent être appelées avec raison les fractures périadriatiques.

Elles limitent les gradins de l'affaissement, et la mer Adriatique se trouve au fond de la région effondrée, de sorte que la situation de la mer Adriatique se trouve indiquée déjà dans la structure des Alpes Méridionales. Au milieu de cette aire d'affaissement se dresse comme un horst, dans le Tyrol méridional, le massif granitique

de la Cima d'Asta; les gradins qui lui font suite au nord sont abaissés en sens inverse. Dans toute la région, les fractures périadriatiques sont accompagnées non seulement d'un affaissement, mais encore d'un chevauchement des masses les plus élevées sur les masses affaissées, et comme, à l'exception de la région située au nord de la Cima d'Asta, la masse affaissée est toujours celle qui est le plus rapprochée de la mer, le chevauchement se produit de toutes parts de la montagne vers la mer, c'est-à-dire des parties élevées vers les parties basses de l'aire d'affaissement. Il est donc dirigé vers le sud-est dans les Alpes de l'Adige et du lac de Garde, vers le sud-sud-est ou vers le sud, au sud de la Cima d'Asta, et vers le sud-ouest en Istrie, en Croatie et en Dalmatie.

Ces diverses lignes de dislocation périadriatiques sont toutes, comme on voit, disposées sur le même plan; il s'est produit un mouvement vertical et un mouvement horizontal, et en même temps tout paraît confirmer un résultat obtenu, il y a un certain nombre d'années, par Gilbert dans l'Ouest américain : le mouvement vertical aurait son siège en profondeur, le mouvement horizontal serait plutôt superficiel (p. 140).

On pourrait être tenté d'appliquer ces résultats aux Alpes Septentrionales et de considérer tous les plis de ce versant comme des fractures chevauchées ou comme des flexures, conformément aux vues exprimées par Lory au sujet des Alpes Occidentales[1]. Je suis d'avis néanmoins qu'une telle assimilation dépasserait les limites permises et ne serait pas conforme à la réalité.

On a vu que dans les Alpes Méridionales on avait affaire à des mouvements d'affaissement et à des mouvements tangentiels; des flexures parallèles pourraient ainsi s'être transformées en synclinaux déjetés parallèles ou avoir donné naissance à une structure imbriquée. Il est possible que, dans les Alpes Occidentales, en vue du Plateau Central, la structure de la chaîne ait été influencée par de grandes fractures et les mêmes faits paraissent s'être produits, d'après des observations récentes, dans les Alpes Septentrionales, dans le voisinage du massif de la Bohême. Mais les plis du massif du Finsteraarhorn, qui se répètent plusieurs fois dans la même paroi de rocher et dans lesquels le calcaire jurassique est enveloppé vers le haut et vers le bas par le Trias, les plissements du Pilate ou du Sentis et toutes les masses repliées sur elles-mêmes ne per-

1. Ch. Lory, *Essai sur l'Orographie des Alpes occidentales*, in-8°, Grenoble, 1878; *Coup d'œil sur la structure des massifs primitifs du Dauphiné* (Extr. du Bull. de la section de l'Isère du Club alpin français, II, 1878); et ailleurs. [Voir ci-dessus, p. 282, note 1.]

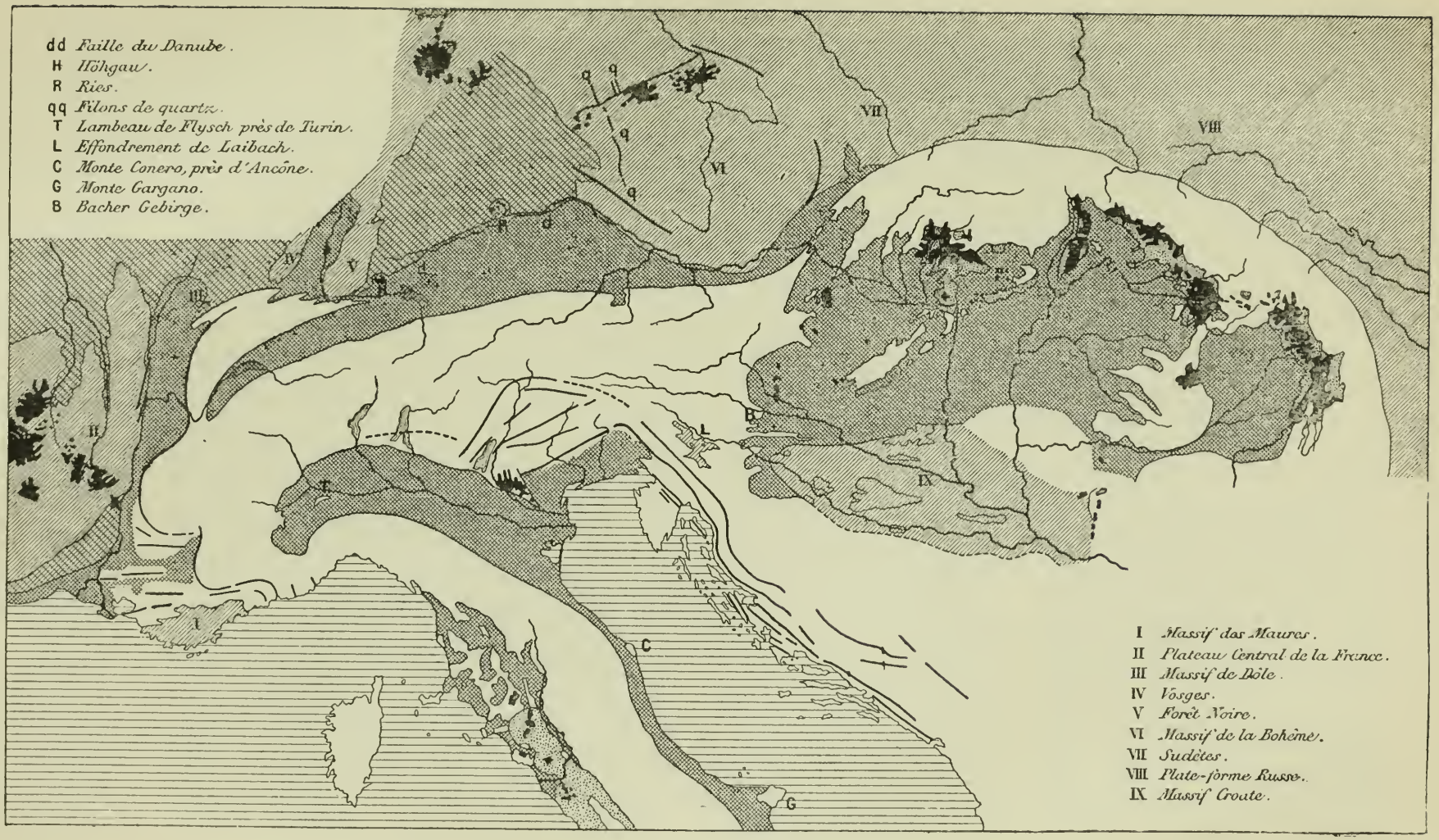


Fig. 61. — Carte schématique des Alpes. — Échelle de 1 : 10.000.000.

mettent pas cette interprétation. L'allure des longues ondulations jurassiennes, les mouvements et la compression de l'ensemble de la chaîne des Alpes, la structure des Carpathes, avec leurs anticlinaux que les recherches de pétrole ont permis de reconnaître sur de grandes longueurs, témoignent d'une incontestable prépondérance de la direction tangentielle des mouvements, quoique dans ces dernières années, un grand nombre d'effondrements aient été signalés dans la partie septentrionale des Alpes Orientales, et que la limite méridionale de la zone du Flysch, en particulier, s'y révèle de plus en plus comme un chevauchement d'une grande amplitude et d'une grande extension longitudinale.

Mais il existe une différence fondamentale entre la partie septentrionale et la partie méridionale des Alpes Orientales; dans le nord, tous les mouvements tangentiels sont dirigés vers l'extérieur, vers le massif de Bohême, tandis que dans toutes les Alpes Méridionales, comme nous l'avons vu, ce mouvement est dirigé vers l'intérieur, vers le côté concave de la courbe, c'est-à-dire vers le centre de l'effondrement adriatique. C'est la *tendance à chevaucher l'affaissement,* que nous avons constatée aussi dans des montagnes situées en dehors de la région alpine (p. 178 et 184).

La position du champ d'affaissement correspond à une mer Adriatique plus étendue, et l'on peut très bien dire, en conséquence, que le bord de l'effondrement adriatique pénètre dans les Alpes jusqu'à Meran. Mais en même temps, un coup d'œil sur la fig. 61 nous montre qu'il existe une concordance tout à fait remarquable entre les contours de la mer Adriatique ou du champ d'affaissement qui lui correspond et ceux du champ d'affaissement de la Souabe et de la Franconie, au delà des Alpes. Entre les deux s'étend, comme une masse rigide, la chaîne plissée des Alpes.

Dans les Alpes Méridionales on rencontre plus à l'ouest, commençant à peu près à la grande flexure de la Maniva, un second champ d'affaissement, celui de la Lombardie, dans la partie orientale duquel on connaît également une flexure déjetée vers le sud, au lac de Côme[1]. Le culot volcanique, tout particulier, de l'Adamello marque approximativement, dans l'intérieur des Alpes, la limite des deux régions.

C'est ainsi que deux champs d'affaissement, celui de la Lombardie et celui de l'Adriatique, font face à l'Apennin. A Ancône, au Monte Gargano et en Apulie, surgissent des restes du continent adriatique

[1. Voir E. Philippi, *Beitrag zur Kenntniss des Aufbaues und der Schichtenfolge im Grignagebirge* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XLVII, 1895, p. 665-739, pl. XIX-XXI).]

effondré. Si la question de savoir où se trouve la continuation du bord des Alpes, que nous avons suivi de Vérone vers le sud-est jusqu'à Este, avait vraiment un fondement réel, si l'on était réellement en droit de présupposer l'existence d'une bordure homogène, on devrait répondre que cette continuation doit être recherchée dans la même direction vers le sud-est, sur le versant occidental du Monte Conero, près d'Ancône, et, plus loin, sur le bord occidental du Monte Gargano.

L'Apennin, qui apparaît bien plus indépendant que les rameaux du système alpin énumérés jusqu'à présent, reproduit le même phénomène que nous révèle le bord externe des Alpes. Malgré la diversité de l'avant-pays, l'Apennin s'avance en courbe continue aussi bien vers le champ d'affaissement de la Lombardie que vers celui de l'Adriatique et, de même que le bord des Alpes, ce bord de l'Apennin se comporte comme le *bord antérieur d'une écaille superficielle de l'écorce terrestre, chevauchant sur le Vorland déprimé.*

Nous traversons l'Apennin et nous nous trouvons de nouveau sur son versant occidental, dans la région des effondrements; elle est accompagnée de volcans, comme dans les Carpathes; comme à Eperies, la zone du Flysch est seule restée en saillie auprès de Florence; le morcellement du bord interne se répète également.

La *virgation,* la disposition en gerbe des divers rameaux du système alpin, se manifeste par le chevauchement du bord des écailles sur un Vorland affaissé et fracturé et, grâce à elle, une région qui est *Rückland*[1] pour un rameau constitue le *Vorland* pour le rameau suivant.

La chaîne plissée est toujours nettement délimitée vers son *Vorland,* mais les relations avec le *Rückland* ne sont pas toujours faciles à reconnaître dans les Alpes. Entre la chaîne du centre de la Hongrie et la chaîne dinarique, il paraît réellement exister un noyau ancien étranger. Dans l'Apennin, par contre, des relations très nettes se font sentir avec le *Rückland,* comme cela ressort des travaux récents de Lotti[2]. Ainsi, dans l'île d'Elbe, on rencontre, sous les couches siluriennes, des serpentines anciennes qui se continuent dans l'île de Giglio et au Monte Argentario, et dans le nord-est de la Corse, et qui correspondent probablement aux grandes masses de serpentines anciennes du sud des Alpes Occidentales.

[1. *Rückland* = Arrière-pays, par opposition à *Vorland* = avant-pays.]

2. B. Lotti, *Osservazione geologiche sulle isole del' Archipelago Toscano* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, XV, 1884, p. 56-61).

Viennent ensuite des dépôts d'âge probablement permien, mais, sur tout le territoire de l'île, le Trias fait défaut; de même que, dans la Péninsule, il manque dans la plus grande partie de la Chaîne métallifère. De part et d'autre, dans la Chaîne métallifère comme dans l'île d'Elbe et en Corse, l'étage rhétien repose en transgression sur des terrains antésiluriens. Une seconde transgression coïncide dans l'île d'Elbe avec une partie du Lias supérieur; au-dessus vient une nouvelle grande lacune, pour toute la région, et les couches éocènes transgressent, dans l'île d'Elbe et en Corse comme dans la Péninsule, sur des terrains bien plus anciens.

On voit donc que le *Rückland* est caractérisé par des lacunes et par des transgressions, et le fait que ces mêmes interruptions dans la série normale des sédiments peuvent être suivies jusque dans les chaînes intérieures de la région plissée, en particulier dans la Chaîne métallifère de Toscane, est l'indice d'une continuité primitive.

CHAPITRE IV

LA MÉDITERRANÉE[1]

Cinq phases historiques de valeur inégale. — Rapports avec l'Amérique. — L'Océan Atlantique. — Guadalquivir; Gironde; Rhône. — Le premier étage méditerranéen. — Le Schlier. — Le deuxième étage méditerranéen. — La mer intérieure sarmatique. — Les lacs pontiques. — Du début du troisième étage méditerranéen jusqu'à l'époque actuelle. — Immigrés du Nord. — Les derniers effondrements. — Résumé général.

Les formations siluriennes de l'Europe centrale et méridionale diffèrent dans leur ensemble et d'une manière essentielle des formations contemporaines du Nord. On peut prouver qu'il existe, pendant une partie importante de l'époque jurassique, une « Province méditerranéenne » qui englobe aussi les Alpes et les Carpathes, par opposition à une « Province nord-européenne ». Pour des formations bien plus récentes, l'influence d'un climat chaud apparaît encore dans cette région méditerranéenne, comprenant toujours les Alpes, par exemple sous la forme de la riche faune corallienne de l'étage turonien du Midi de la France et des couches de Gosau dans les Alpes Orientales. Non moins remarquables sont la richesse et la beauté des faunes du Tertiaire ancien dans les Préalpes du Vicentin. Vers le milieu des temps tertiaires, à l'époque oligocène, une grande partie de l'Europe se trouve recouverte par une transgression marine, tellement importante que cette transgression oligocène n'a été surpassée que par celle de l'époque cénomanienne; mais là encore, dans cette mer considérablement élargie, se montre à Crosara et à Castel Gomberto une riche faune de polypiers qui pénètre dans quelques golfes des Alpes, par exemple dans la Carniole, et même dans la zone septentrionale du Flysch au Waschberg,

[1. Traduit par Ch. Depéret.]

près de Vienne. Par contre, les dépôts synchroniques de Gaas et Lesbarritz, les sables de Fontainebleau et de Weinheim ne contiennent que quelques maigres représentants de ce groupe d'animaux et un très petit nombre des coquilles si richement ornées des avant-monts vicentins. Vers le nord-est, dans les dépôts vaseux de la même période, le facies méridional disparaît de plus en plus.

Après cette grande trangression, on voit apparaître pour la première fois une faune qui renferme un nombre remarquable d'espèces encore vivantes aujourd'hui dans la Méditerranée, et dont les rapports avec la population actuelle de cette mer sont si évidents que depuis un certain nombre d'années, quelques géologues ont pu désigner les dépôts de cette époque sous le nom de « premier étage méditerranéen ». Cet étage sert de point de départ aux considérations qui vont suivre sur l'histoire de la Méditerranée.

Plusieurs systèmes ont été employés avec des succès divers pour diviser les formations tertiaires. Depuis que Lyell et Deshayes eurent distingué, en se fondant sur la proportion d'espèces survivantes, les grands groupes de l'Éocène, du Miocène et du Pliocène et furent ainsi conduits à une première classification, artificielle il est vrai, mais cependant féconde en résultats, nos connaissances se sont remarquablement élargies. Lyell reconnaissait lui-même la nécessité d'augmenter le nombre de ces groupes. Le plus important des termes nouvellement définis, le groupe *oligocène* de Beyrich, repose moins sur la proportion relative de formes vivantes que sur des caractères d'une tout autre nature, en particulier sur sa situation transgressive. C'est, par contre, sur des raisons paléontologiques que repose la proposition, formulée d'abord par M. Hoernes, de grouper le terme moyen et une bonne partie du terme supérieur sous le nom commun de groupe *néogène*. C'est ici qu'il convient de mentionner l'étage sarmatique, où ne se rencontre qu'un nombre d'espèces vivantes extraordinairement restreint, sinon même tout à fait nul, à l'exception de quelques rhizopodes ; et cependant cet étage est, sans doute possible, plus récent que les couches de Baden ou que le Leithakalk, où l'on recueille une proportion élevée d'espèces actuelles. Enfin les recherches locales ont apporté une multitude de désignations géographiques, qui, si elles ont facilité l'analyse du sujet, ont rendu plus obscur le coup d'œil d'ensemble sur les événements passés. Depuis qu'une grande partie de ces termes locaux ont été élevés par K. Mayer et d'autres géologues au rang de divisions particulières de la formation tertiaire, il est à

craindre que ce système de tracer des compartiments trop rigides ne soit devenu un dangereux instrument de synthèse.

Sans aucun doute ce sont les débris organiques qui nous fournissent l'un des premiers et des plus puissants secours pour éclairer l'histoire des temps passés. Mais le but de nos recherches doit demeurer la connaissance des grands changements physiques, auprès desquels les changements du monde organique ne se présentent que comme des phénomènes de second ordre, comme de simples conséquences.

Partant de ce point de vue, recherchons avant tout, pour aboutir à une vue d'ensemble sur les événements dont la partie de l'Europe que nous étudions a été le théâtre, toutes les phases pendant lesquelles le caractère marin des dépôts est parvenu à son expression la plus typique. Ce sont les phases de composition normale des eaux marines, par suite de communications établies entre les eaux intérieures et un grand océan qui est, ainsi qu'on le verra bientôt, l'Océan Atlantique. Le bassin de la Méditerranée nous apprend encore, pourvu que les conditions ne diffèrent pas trop des conditions actuelles, que l'établissement d'une nouvelle communication marine étend son effet sur une surface d'autant plus grande qu'on se rapproche davantage de la direction de l'Océan Atlantique, c'est-à-dire de l'ouest; vers l'est, on doit donc s'attendre à une discontinuité plus fréquente des formations marines normales et à une diversité plus grande des conséquences de l'isolement. Il résulte donc bien de ces premières considérations que devant l'infinie diversité des événements, il ne peut pas davantage être question d'égalité entre les diverses phases distinguées ici dans l'histoire de la Méditerranée que dans une série d'événements de l'histoire des hommes. La destinée d'un peuple est influencée par des événements les uns locaux, les autres généraux; il en est de même ici. Les effondrements du Nord de l'Adriatique mentionnés dans le chapitre précédent restent un événement local, tandis que l'apparition de coquilles septentrionales dans la Méditerranée est la conséquence d'un événement général dont la cause est extérieure à cette mer.

Mais nous n'avons à nous occuper d'abord que du classement des faits acquis, et nous distinguerons dans ce but à partir de la fin de l'époque oligocène plusieurs phases d'état normal de la Méditerranée, que nous désignerons sous les noms de premier, deuxième, troisième et quatrième étages méditerranéens, et que termine comme cinquième étage l'époque actuelle, avec ses déplacements secondaires des lignes de rivage, encore de nos jours observables.

Chacun de ces étages et surtout le premier et le troisième se laissent diviser en plusieurs termes. Le deuxième est fort remarquable par ses formations extra-marines, qui trahissent l'isolement des régions de l'est et forment une séparation entre l'étage précédent et le suivant, mais dans l'extension géographique de chacun de ces étages, on peut observer que tel district se trouve émergé qui avait été recouvert pendant l'étage précédent, que tel district est envahi, tandis que tel autre est abandonné. Par suite, le contour de la Méditerranée est fort différent pour chacune des phases.

A titre de premier coup d'œil général sur ces étages, et pour rendre plus claires les descriptions ultérieures, prenons par anticipation quelques exemples classiques de terrains tertiaires en en faisant connaître la signification approximative.

Le *premier étage méditerranéen* comprend les faluns de Léognan, la série inférieure des formations marines de la vallée du Rhône avec les couches de Saint-Paul-Trois-Châteaux, la Mollasse marine de Suisse, la Mollasse marine de Bavière, le groupe des couches de Horn au pied des montagnes du Mannhart, les couches de Schio du nord de l'Italie et de l'Apennin, les sables serpentineux de Turin, le calcaire inférieur avec ou jusqu'à l'horizon d'*Orbitoïdes Mantelli* de Malte et de Gozzo, etc.

Dans l'Est et le Sud de l'Europe cet étage est recouvert sur une grande étendue par un puissant dépôt de marnes bleues, à caractères très particuliers, avec intercalations fréquentes de gypse et de formations salines : c'est le *Schlier*.

Au *deuxième étage méditerranéen* appartiennent les faluns de Touraine, les faluns de Salles, les marnes de Cabrières dans la vallée du Rhône, les couches de Baden, Vöslau, Grinzing, Steinabrunn et le calcaire de la Leitha près de Vienne, en Hongrie, en Transylvanie et en Valachie, le groupe de couches de Tortone, l'horizon supérieur de l'île de Malte.

Dans la vallée du Danube, on trouve au-dessus de ces formations le curieux *étage sarmatique*, où persiste seulement un petit nombre des types méditerranéens, et dont l'extension géographique dépasse à l'est celle du deuxième étage méditerranéen, pour atteindre la Caspienne et la mer d'Aral.

Theodor Fuchs a suggéré avec raison que dans l'Italie centrale, les marnes bleues du Vatican occupent au-dessus du deuxième étage méditerranéen une situation qui ne manque pas d'analogie avec celle du *Schlier* à la partie inférieure de cet étage[1].

1. Th. Fuchs, *Studien über die Gliederung der jüngeren Tertiärbildungen Oberita-*

Dans le *troisième* et le *quatrième étage méditerranéen*, il faut comprendre l'ensemble de la série du Pliocène ancien et récent, c'est-à-dire les dépôts marins les plus récents du bassin du Rhône, les formations d'Asti, de Sienne et du monte Mario, de Gerace et de Messine, de Corinthe et de Rhodes. Dans le quatrième étage se manifestent les traces de l'influence d'un refroidissement progressif.

Sous le nom de *cinquième étage méditerranéen* se range la Méditerranée actuelle, y compris les formations littorales les plus récentes qui se montrent sur la côte occidentale de l'Italie, vers l'ouest de la côte africaine, à Chypre et ailleurs.

Ces cinq étages correspondent en gros au Miocène moyen, au Miocène supérieur, au Pliocène et au Quaternaire, plus les formations modernes, suivant les expressions employées par les géologues français et italiens, qui réservent le nom de Miocène inférieur au calcaire à astéries, aux couches de Gaas, Dego, Castel-Gomberto, etc.

Rapports avec l'Amérique. — Toute une série d'observations récentes ont établi que les dépôts marins de la côte occidentale de l'Amérique du Sud et ceux des Antilles ont une grande similitude avec ceux de l'Europe. Cette ressemblance se montre dès les formations les plus anciennes et se prolonge au Chili, suivant la remarque de Philippi, jusqu'à l'époque tertiaire, où vivait, sur la côte du Pacifique, une faune de mollusques dont le caractère est très voisin de celui de la faune méditerranéenne[1]. C'est seulement dans les temps les plus modernes que ces relations se modifient et que l'on voit apparaître la faune actuelle de l'Atlantique occidental, distincte de la faune marine européenne.

Dans ces conditions, toute exposition de l'histoire de la Méditerranée serait incomplète, si elle ne tenait pas compte de l'ensemble des observations faites sur ce sujet des deux côtés de l'Atlantique.

Les Antilles constituent, ainsi qu'on le montrera plus loin, une chaîne de montagnes en arc de cercle passant par Cuba, Haïti, Porto-Rico, et tournant ensuite au sud vers la Trinité. La Jamaïque et l'angle sud-occidental d'Haïti appartiennent à une chaîne plus intérieure qui s'y rattache. La mer des Antilles est un effondrement en dedans de cette chaîne, tandis que le *Vorland*, en partie recouvert

liens (Stizungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXVII, 1. Abth., 1878, p. 423 : « Pliocäner Schlier »).

1. R. A. Philippi, *Ueber Versteinerungen der Tertiärformation Chile's* (Zeitschr. f. d. Ges. Naturwiss., LI, 1878, p. 674-685).

par les eaux du golfe du Mexique, commence à Matamoros, peut-être même à Vera-Cruz, pour s'étendre au loin sur la rive nord du golfe jusqu'à l'Arkansas et à l'Alabama, y compris la péninsule de Floride, et se poursuit au loin sur la côte des Carolines, à travers une région entièrement plate. Néanmoins, le golfe du Mexique s'abaisse jusqu'à la profondeur de 2000 brasses et la mer des Antilles atteint aussi cette grande profondeur près de la côte est du Yucatan et de la côte méridionale de Cuba.

Il existe à la Jamaïque, au-dessus d'une série comparable aux parties les plus inférieures de notre Flysch, des calcaires clairs, très fossilifères, dont la faune, d'après les travaux de Duncan, Barrett et Woodward, rappelle d'une manière surprenante celle des couches de Gosau dans les Alpes nord-orientales. A côté d'*Actæonella lævis,* de nérinées et de nombreuses hippurites, on voit apparaître en grand nombre des polypiers caractéristiques de Gosau, comme *Diploria crassilamellosa, Heliastræa exsculpta,* et *Cyathoseris Haidingeri*[1].

La présence de ces polypiers crétacés des deux côtés de l'Océan atlantique permet de supposer qu'à cette époque il existait quelque part à travers l'Océan une jonction, sous la forme d'une ligne de côtes continue ou peut-être d'une chaîne d'îles. Cette hypothèse se trouve encore renforcée par le fait que le même phénomène se reproduit à l'époque tertiaire. Il est si remarquable qu'il a déjà, à diverses reprises, attiré l'attention des observateurs et que Duncan, Jones, Etheridge, Guppy, Cotteau et d'autres ont publié une série d'excellents travaux sur ce sujet[2].

1. L. Barrett, *On some Cretaceous Rocks in the South-Eastern Portion of Jamaica* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVI, 1860, p. 324-326); M. Duncan and G. P. Wall, *A Notice on the Geology of Jamaica* (Ibid., XXI, 1865, p. 1-15).

2. Voici la liste des principaux : P. M. Duncan, *On the fossil Corals of the West India Islands* (Quart. Journ. Geol. Soc., XIX, 1863, p. 406-458; XX, 1864, p. 20-44 et 358-374); J. Carrick Moore, *On some Tertiary Shells from Jamaica, with a Note on the Corals by* P. M. Duncan, *and a Note on some Nummulinae and Orbitoides by* Rupert Jones (Ibid., XIX, 1863, p. 510-515); Duncan, *On the Correlation of the Miocene Beds of the West India Islands, and on the Synchronism of the Chert-Formation of Antigua with the lowest Limestone of Malta* (Geol. Magazine, I, 1864, p. 97-102); R. Jones, *The relationship of certain West Indian and Maltese Strata, as shown by some Orbitoides and other Foraminifera* (Ibid., p. 102-106); R. J. Lechmere Guppy, *On the Tertiary Mollusca of Jamaica* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXII, 1866, p. 281-295); *On Tertiary Brachiopoda from Jamaica; On Tertiary Echinoidea from the West Indies* (Ibid., p. 295-301); *On the Relations of the Tertiary Formations of the West Indies, with additions by* Woodward *and* Jones (Ibid., p. 570-593); R. Etheridge, *Summary of the Palaeontology of the Carribean Area* (*in* Sawkins, *Report on the Geology of Jamaica,* in-8°, 1869, Appendix V, p. 306-339); Purves, Annales Soc. Malacol. de Belg., VIII, 1873, Bulletin, p. XXV-XXVIII (ne signale que des coquilles d'eau douce et terrestres provenant d'un calcaire siliceux); Cotteau, *Description des Échinides tertiaires des îles Saint-Barthélemy et Anguilla*

Dans ces travaux je ne puis actuellement reconnaître comme démontrée l'existence d'une faune de Polypiers véritablement éocènes dans les îles des Indes Occidentales. Les formations récifales éocènes d'Europe, dans lesquelles je classe les dépôts du Frioul désignées par d'Achiardi sous le nom de couches à polypiers[1] ne paraissent pas jusqu'ici avoir été rencontrées de l'autre côté de l'Océan.

Par contre, les formations à polypiers de Saint-Barthélemy et leurs équivalents de la Jamaïque, de Cuba et d'autres îles représentent, d'après les recherches de Duncan, les bancs à polypiers de Castel Gomberto et de Crosara. Elles constituent aussi les « couches de Fernando » à la Trinité. Les espèces européennes découvertes dans cet horizon des deux côtés de l'Océan Atlantique, comme *Trochosmilia subcurvata, Trochosmilia arguta, Stephanocœnia elegans, Astrocœnia multigranosa, Ulophylla macrogyra, Porites ramosa,* sont aussi celles qui constituent et ornent les récifs de Castel Gomberto.

Le terme immédiatement consécutif du Tertiaire des Indes Occidentales, terme qu'il faudrait peut-être réunir au précédent, est le calcaire siliceux d'Antigua. Dès l'année 1864, Duncan et Jones l'ont parallélisé avec le calcaire inférieur de l'île de Malte. La présence de *Stylocœnia lobato-rotundata* ne doit sans doute pas avoir une grande valeur, à cause de la grande extension verticale de cette espèce en Europe; bien plus probante est l'apparition de *Astrocœnia ornata* des couches de Turin et l'abondance d'*Orbitoïdes Mantelli,* qui est également si commune en Europe dans les couches les plus inférieures de l'île de Malte.

Mais en Europe il est certain qu'il n'y a qu'une faible différence d'âge entre la faune de polypiers de Castel Gomberto et celle du calcaire inférieur de Malte. Suivant Th. Fuchs, ce calcaire est un peu inférieur à l'horizon de Schio et sa faune est voisine de celle de Castel Gomberto et de Schio[2]. Il n'y a donc pas lieu de suppo-

(Svenska Vetensk. Akad. Handlingar, XII, n° 6, 1875); et *Description des Échinides fossiles de l'île de Cuba* (Annales Soc. Géol. de Belg., IX, 1881-1882, Mémoires, p. 1-49); Duncan, *On the older tertiary formations of the West India Islands* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIX, 1873, p. 548-565); L. Guppy, *On the Miocene Fossils of Haiti* (Ibid., XXXII, 1876, p. 516-532); et Appendice à W. M. Gabb, *On the Topography and Geology of San Domingo* (Trans. Amer. Phil. Soc. Philadelphia, new ser., XV, 1873). [Voir aussi J. W. Gregory, *Contributions to the Palæontology and Physical Geology of the West Indies* (Quart. Jonrn. Geol. Soc., LI, 1895, p. 255-312, pl. XI).]

1. A. d'Achiardi, *Coralli Eocenici del Friuli* (Atti Soc. Toscana di Sc. Nat., II, 1875, 100 p. et 16 pl.).

2. Th. Wright, *On the fossil Echinoids of Malta, with additional notes on the Miocene Beds of the Island etc., by* A. L. Adams (Quart. Journ. Geol. Soc., XX, 1864,

ser un intervalle bien considérable entre les couches à polypiers de Saint-Barthélemy et le calcaire siliceux d'Antigua[1].

Dans les Indes Occidentales, on trouve plus haut des couches de calcaire blanc qui correspondent à peu près au calcaire supérieur de Malte et aussi aux calcaires de la Leitha du deuxième étage méditerranéen. *Cidaris melitensis* existe dans plusieurs îles des Indes Occidentales en compagnie d'espèces proches parentes de celles du calcaire supérieur de Malte, comme *Schizaster Loveni*, et *Brissopsis Antillarum*.

Nous tenons maintenant pour établi que, dans les Antilles, on retrouve la faune de polypiers de Castel Gomberto et le calcaire à orbitoïdes de Malte, et qu'au-dessus se sont déposés des calcaires marins plus récents. Avec ces données, dirigeons-nous maintenant vers le nord.

Eugène Smith a montré, confirmant ainsi des travaux antérieurs, que la péninsule de Floride n'était une terre ni aussi basse, ni aussi récente qu'on a coutume de le supposer. Une dorsale, qui atteint par places la hauteur de plus de 200 pieds, court à partir du nord le long de la grande péninsule et est constituée en grande partie, au sud à peu près jusqu'aux Everglades et en plusieurs points à l'ouest jusqu'à la mer, par le calcaire de Vicksburg à *Orbitoïdes Mantelli*, qui n'est autre chose que le prolongement du calcaire à orbitoïdes des Indes Occidentales, c'est-à-dire un équivalent du calcaire inférieur de Malte[2].

On peut sans doute considérer les parties les plus élevées des Bahama et toute la zone extérieure des Antilles comme des lambeaux isolés de cette grande plaine tertiaire de la Floride.

La carte du golfe du Mexique publiée par Hilgard nous permet maintenant de suivre au nord et à l'ouest le prolongement de ces dépôts tertiaires de la Floride[3].

p. 470-491); Th. Fuchs, *Das Alter der Tertiärschichten von Malta* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXX, Abth. 1, 1874, p. 92-102); A. L. Adams, *On Remains of Mastodon and other Vertebrata of the Miocene Beds of the Maltese Islands* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXV, 1879, p. 517-531).

1. M. le prof. Heilprin, de Philadelphie, à qui je dois des lettres fort instructives sur ce sujet, considère les couches à Orbitoïdes de la Floride et les bancs de coraux de Saint-Barthélemy et d'autres localités comme appartenant au même étage : cette manière de voir n'est d'ailleurs pas en contradiction avec les résultats qui se dégagent de l'examen des gisements d'Europe.

2. E. A. Smith, *On the Geology of Florida* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXI, 1881, p. 292-309). [Consulter sur la Floride W. H. Dall and G. D. Harris, *Correlation Papers-Neocene* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 84, Washington, 1892), p. 85-158 et carte géol., pl. 1.]

3. E. W. Hilgard, *The later Tertiary of the Gulf of Mexico* (Amer. Journ. Sc.,

Les terrains paléozoïques et les roches plus anciennes disparaissent en profondeur à l'est comme à l'ouest du Mississipi. A l'est, il s'agit de la terminaison méridionale des Appalaches; là, comme en beaucoup d'autres lieux, le Crétacé moyen et supérieur vient recouvrir en transgression le pied méridional et occidental de cette chaîne; le groupe occidental ancien du Texas est également entouré par la formation crétacée. Au-dessus du Crétacé et en stratification également horizontale, reposent les premières assises du Tertiaire, et dans la figure 62, on a réuni sous le signe t_1 tous les termes anciens du Tertiaire, y compris le calcaire de Vicksburg, c'est-à-dire le calcaire à orbitoïdes. Cette série comprend par exemple dans l'Alabama, d'après Heilprin, un groupe inférieur lignitifère, le *Buhrstone* siliceux à *Ostrea sellæformis;* le grès de Claiborne, que sa faune de mollusques parallélise avec le calcaire grossier de Paris; le calcaire blanc (*Jacksonian*), gisement des débris de grands zeuglodontes; et le calcaire à orbitoïdes, assez étroitement lié, à ce qu'il semble, avec les termes précédents[1]. Ce groupe de couches s'étend à partir du Rio Grande à travers le Texas et la Louisiane pour remonter la vallée du Mississipi et affleure en profondeur jusqu'à Vicksburg; de là, il entoure pareillement la zone orientale du Crétacé et se poursuit au sud à travers la Floride, comme au nord à travers la Géorgie dans la direction de la côte atlantique.

Vers Pensacola, près de la frontière ouest de la Floride, ces formations tertiaires atteignent le rivage du golfe du Mexique et leur limite occidentale prolonge à peu près le trajet d'un escarpement remarquable qui dessine à l'ouest de la Floride la courbe de 100 brasses. Un fait digne de remarque, c'est que sur la côte orientale de la Floride, le long de l'Océan Atlantique, se montre une bordure de formations marines plus récentes, tandis que cette bordure fait défaut du côté de l'ouest. Par contre, on voit apparaître à partir de Pensacola, en allant vers l'ouest, et formant une bande transverse à la vallée du Mississipi jusqu'au Rio Grande, une zone d'argiles foncées, dures, avec quelques intercalations

3d ser., XXII, 1882, p. 58-65, pl. III); et *On the geological History of the Gulf of Mexico* (Proc. Amer. Assoc., XX. Meeting, Indianapolis, 1872, p. 222-236); Appendice à Humphreys and Abbot, *Report upon the Physics and Hydraulics of the Mississippi River*, 2d ed., in-4°, Washington, 1876, p. 636-646; F. V. Hopkins, Carte (Ann. Rep. of the Louisiana State University, New Orleans, 1871).

1. A. Heilprin, *Notes on the Tertiary Geology of the Southern United States* (Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1881, p. 151-159). [Pour l'Éocène de l'Alabama et des régions voisines, consulter W. B. Clark, *Correlation Papers-Eocene*, in-8°, 173 p., 2 cartes, Washington, 1891 (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 83).]

de calcaire foncé, gypsifères et lignitifères, sans autres débris organiques que des empreintes de feuilles et une tortue. C'est la série nommée par Hilgard *Grand Gulf Series*[1] (gg, fig. 62), que cet observateur interprète comme indiquant une fermeture passagère des communications du golfe du Mexique avec l'Océan. Sur la série de

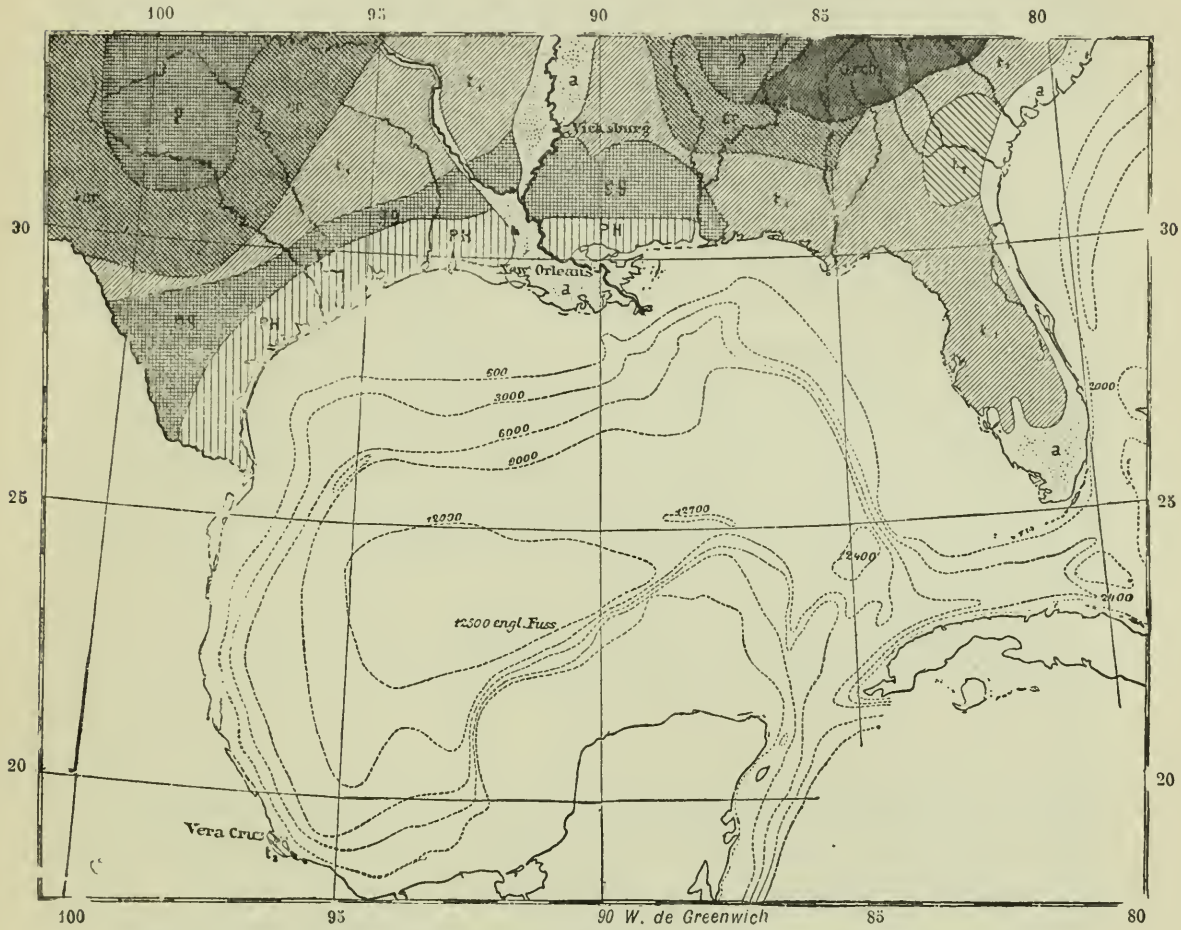


FIG. 62. — Extension des dépôts tertiaires au nord du Golfe du Mexique (d'après Hilgard).

Arch = Terrain archéen; *p* = Terrains paléozoïques: *cr* = Terrain crétacé; t_1 = Étage inférieur des terrains tertiaires, y compris l'assise à *Orbitoides Mantelli*; t_2 = Tertiaire moyen et supérieur du littoral Atlantique; *gg* = « Grand Gulf Series »; PH = « Port-Hudson Series »; *a* = Dépôts récents.

Grand Gulf reposent d'abord les sables d'un jaune vif nommés *Drift sand* ou *Orange sand*[2], surmontés à leur tour par les couches marines du *groupe de Port-Hudson,* qui sont d'âge très récent : elles sont constituées sur une épaisseur de plus de 200 mètres par

[1. Grand Gulf est une localité située dans le comté de Claiborne (Mississipi), et où cette série acquiert un développement typique; E. W. Hilgard, *Rep. Agric. and Geol. of Mississippi*, 1860, p. 108, 147.]

[2. Cette série est maintenant désignée sous le nom de *Lafayette*, qui a la priorité; voir W J Mc Gee, 13th Ann. Rept. U. S. Geol. Survey, 1890-91, p. 347-521, pl. XXXII-XLI.]

un mélange de couches limoneuses et lagunaires et de couches sableuses, qui contiennent la faune marine actuelle.

Il est dès lors vraisemblable qu'à l'époque de la série de Grand-Gulf, le plateau de Floride séparait le golfe du Mexique de l'Océan d'une manière encore plus complète que de nos jours. On a déjà montré que son prolongement se retrouve dans les îles du sud, et il existe quelques données pour affirmer l'âge récent de cette séparation. De ce nombre on peut compter la découverte d'une faune de grands mammifères récemment éteints dans une grotte calcaire de la petite île d'Anguilla, et une étude plus approfondie de la faune et de la flore actuelles mène à des conclusions encore plus décisives sur le morcellement du plateau tertiaire. Ainsi Bland a montré que les mollusques terrestres depuis Cuba jusqu'aux îles Vierges et à Anguilla indiquent une liaison avec le Mexique et l'Amérique Centrale, tandis que ceux d'Antigua et de Saint-Christophe jusqu'à la Trinité ont des affinités sud-américaines[1]. La faune des régions profondes du golfe du Mexique et de la mer des Antilles, selon les dernières recherches d'Al. Agassiz, est plus voisine de la faune des grands fonds du Pacifique que de ceux de l'Atlantique[2].

De la Floride s'étend vers le nord à travers la Géorgie, les deux Carolines, la Virginie, le Maryland et le New Jersey une large bande de sédiments tertiaires tout à fait horizontaux, s'élevant peu au-dessus du niveau de la mer, et formant la bordure atlantique du continent[3]. Cette bande se termine à peu près au 40e degré de latitude, et la partie de la côte atlantique située au nord de New York ne possède pas de revêtement tertiaire marin.

En Europe, les polypiers constructeurs de récifs sont plus abondants dans les formations tertiaires du midi; il en est de même en Amérique, où les couches qui s'étendent au nord de la Floride sont

1. Th. Bland, *On the geographical Distribution of the Genera and Species of Land Shells of the West India Islands etc.* (Annals Lyceum Nat. Hist. New York, VII, 1862, p. 335-361); *Notes relating to the Physical Geography and Geology of, and Distribution of terrestrial Mollusca in certain of the West India Islands*, et *On the Physical Geography of, and Distribution of terrestrial Mollusca in the Bahama Islands* (Ibid., X, 1874, p. 311-324); pour les mammifères, voir aussi M. F. de Castro, *Pruebas paleontologicas de que la Isla de Cuba ha estado unida al Continente Americano* (Bol. Comision Mapa Geol. Esp., VIII, 1881, p. 357-372).

2. A. Agassiz, *Origin of the West Indian (Caribbean) Echinid. Fauna* (Reports on the Results of Dredging etc., Mem. Mus. Comp. Zool. Harvard College, X, n° 1, 1883, p. 79-94).

[3. Tous les travaux dont cette bande tertiaire a été l'objet jusqu'en 1891 ont été résumés et discutés par W. B. Clark pour l'Eocène, et par W. H. Dall et G. D. Harris pour le Miocène et le Pliocène (Mém. cités).]

caractérisées uniquement par des mollusques, comme les couches tertiaires horizontales du Nord de l'Europe. D'après les belles recherches récentes d'Heilprin, il faut y distinguer trois horizons, tous plus récents que les couches à orbitoïdes de Vicksburg. Le premier, l'*étage du Maryland,* ou Miocène inférieur atlantique, peut être parallélisé avec une partie au moins du premier étage méditerranéen ou des faluns de Léognan. Les couches de la Virginie et un horizon supérieur du Maryland forment l'*étage Virginien* d'Heilprin ou le Miocène moyen atlantique, que l'on peut considérer en gros comme l'équivalent du deuxième étage méditerranéen. Enfin les couches les plus récentes sont celles de la Caroline du Nord et du Sud, l'*étage Carolinien,* ou le Miocène supérieur de l'Atlantique occidental [1].

Il paraît résulter de là, pour cette bordure côtière, une disposition générale telle que les étages les plus anciens dominent vers le nord, les plus récents vers le sud, c'est-à-dire vers les Carolines. Leur faune est assez particulière; dans les couches récentes, on voit s'augmenter l'analogie avec la faune actuelle de l'Atlantique occidental; dans la faune de la rivière Patuxent (Maryland), Rolle a cru reconnaître dès 1859 une certaine affinité avec les mollusques de Loibersdorf, c'est-à-dire du premier étage méditerranéen d'Europe [2].

L'Océan Atlantique. — Dans le voisinage du 40e degré de latitude, la bordure tertiaire américaine se rapproche de la côte atlantique. Plus au nord, ni aux États-Unis, ni au Canada, ni plus loin dans les terres arctiques nord-américaines, on n'observe aucune trace des mers tertiaires. Tout ce que l'on peut rapporter à des formations récentes appartient à la période de Champlain, période extrêmement peu ancienne. En vain chercherait-on également, sur la côte occidentale de Norvège, en Écosse ou en Irlande, des formations marines de l'époque tertiaire; elles ne commencent à se montrer que dans la moitié méridionale de la mer du Nord.

On pourrait objecter que ces dépôts ont été démantelés par les glaces; mais justement dans la partie nord de la région atlantique, on observe des indices positifs et spéciaux de l'existence d'un con-

1. A. Heilprin, *On the Relation, Ages and Classification of the Post-Eocene Tertiary Deposits of the Atlantic Slope* (Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1882, p. 150-186).

2. F. Rolle, *Ueber die geologische Stellung der Horner-Schichten* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, XXXVI, 1859, p. 81); voir aussi Heilprin, Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1880, p. 33.

tinent vers le milieu de l'époque tertiaire. Ces traces consistent en débris d'une flore enfouis au sein de couches charbonneuses qui ont été recouvertes par des laves basaltiques et protégées ainsi contre les érosions ultérieures.

De semblables couches à plantes, recouvertes de basalte, existent dans le comté d'Antrim, au nord de l'Irlande; on en retrouve dans la région volcanique des Hébrides, et elles se prolongent de là au loin vers le nord. Les Færöer sont constituées par deux grandes nappes horizontales de basalte et de tuf, séparées par un de ces lits charbonneux à végétaux (fig. 63). On retrouve des formations semblables en Islande où elles sont connues sous le nom de *Surturbrand*, et, sur la côte orientale du Groenland, Payer a découvert en plusieurs points de la bande basaltique qui s'étend du fiord de l'empereur Franz-Joseph jusqu'à l'île Shannon, notamment dans la partie sud de l'île Sabine, des intercalations de couches charbonneuses. Elles se reproduisent sur la côte occidentale du Groenland, par exemple à l'île Disko, d'où proviennent les échantillons qui ont servi à quelques-unes des recherches les plus instructives de Osw. Heer. Jusque par 81°45′ de lat. N., à Discovery-Harbour, dans le Robeson-Canal, Feilden a observé des plantes tertiaires et a extrait des couches lignitifères de nombreuses inflorescences du

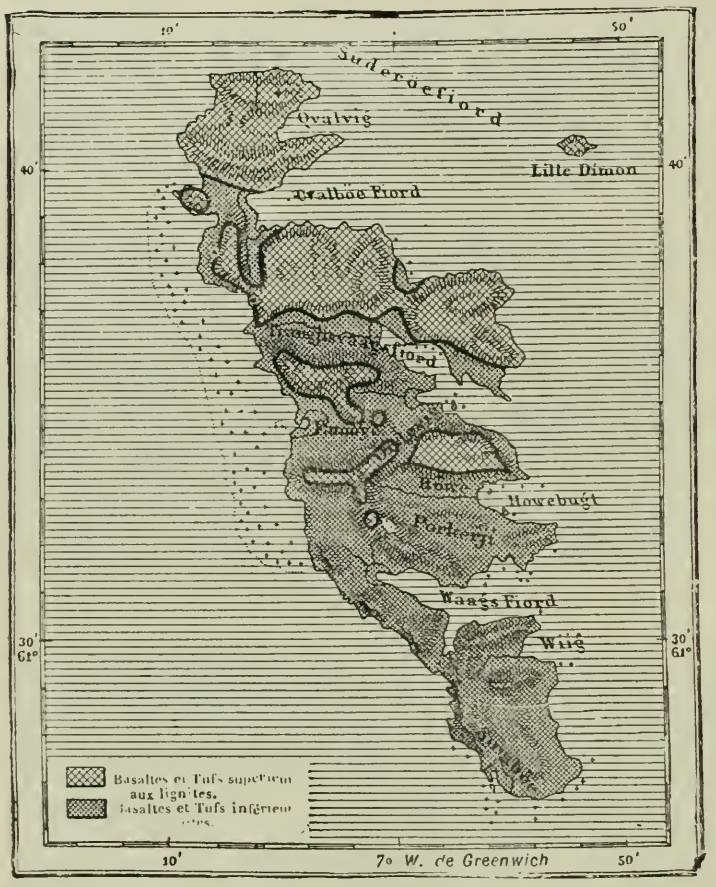


Fig. 63. — Suderöe, la plus méridionale des Iles Færöer (d'après J. Geikie[1]).

1. J. Geikie, *On the Geology of the Faeroë Islands* (Trans. Roy. Soc. Edinburgh, XXX, 1880-1881, pl. XVI); A. H. Stokes, *Notes upon the Coal found in Süderoë* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVI, 1880, p. 620-626).

Taxodium distichum, que l'on a également retrouvé dans des lits analogues du cap Staratchin au Spitzberg : or, cette plante continue de vivre aujourd'hui au Mexique et dans le Sud des États-Unis[1].

L'immense surface sur laquelle ont été faites de pareilles constatations depuis l'Irlande et les Hébrides jusqu'aux Færöer, puis par delà l'Océan Atlantique, en Islande, sur la côte orientale du Groenland et plus loin, a été déjà à diverses reprises invoquée comme un témoignage de l'existence d'un grand continent couvert d'une riche végétation à la place de l'Atlantique septentrional actuel. Une chronologie détaillée de ces flores est assez difficile à établir; mais il est tout à fait vraisemblable que ce continent ou cette série de terres étendues a persisté pendant une bonne partie de nos étages méditerranéens. Des épanchements extraordinaires de laves constituent en même temps une preuve indirecte de l'importance des mouvements tectoniques, qui ont affecté cette région à la même époque[2].

C'est seulement dans l'extrême nord que réapparaissent des couches tertiaires marines. Toula indique d'après les récoltes faites par Payer en divers points de la côte groenlandaise, entre 74° 30′ et 75° 30′, l'existence de grès siliceux tertiaires moyens, qui, sur la terre de Hochstetter, renferment des débris de bivalves marines[3]. Depuis cette époque, Nathorst a recueilli au Spitzberg, à l'Eisfjord, des fragments qui montrent le prolongement jusqu'à ce point de ces quartzites à coquilles marines. D'après Nathorst, ils sont intercalés entre un horizon inférieur et un horizon supérieur de couches à végétaux. Malgré l'état de conservation tout à fait défectueux de ces fossiles, Th. Fuchs a pu y reconnaître des genres tels que *Siliquaria, Pharella, Psammosolen* et *Callista*, tout à fait étrangers aujourd'hui aux mers arctiques, et qui rappellent, il est vrai d'une manière assez lointaine, l'âge de nos plus anciens étages méditerranéens. Il est certain du moins que là se trouvent des organismes marins dont le faciès rappelle des régions beaucoup plus méridionales. Il faut attendre de nouvelles découvertes pour formuler des conclusions plus décisives[4].

1. *Die zweite deutsche Nordpolfahrt*, II, 1874; Toula, p. 477; Lenz, p. 476 et suiv.; Heer, p. 512-517.

2. O. Heer, *Notes on fossil Plants discovered in Grinell Land by Capt.* H. W. Feilden (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, p. 67); voir aussi Etheridge, Ibid., p. 569.

3. F. Toula, *Die zweite deutsche Nordpolfahrt*, p. 477.

4. Th. Fuchs, *Ueber die während der schwedischen geologischen Expedition nach Spitzbergen im Jahre* 1882 *gesammelten Tertiärconchylien* (Bihang till K. Svenska Vetensk. Akad. Handl., VIII, 1883, n° 15).

Si nous connaissons imparfaitement à l'heure actuelle la limite vers le nord de ce continent ou de cet archipel de grandes îles, les données sont encore plus incomplètes pour sa limite au sud. Les Açores nous offrent cependant un point de repère. Là aussi existent des roches volcaniques d'âge tertiaire; au sein et au-dessous de ces laves et de ces cendres apparaissent des formations marines. Elles existent à Santa Maria, la plus méridionale des Açores, par 37° de lat. N., puis à Madère et à Porto-Santo, et, à l'exception d'un petit lambeau plus récent observé à Madère, toutes ces couches appartiennent, d'après les recherches de K. Mayer, à l'étage helvétien, c'est-à-dire au premier étage méditerranéen. A Madère, ces couches atteignent l'altitude de 1 350 pieds [410 m.] au-dessus du niveau de la mer[1]. —

La côte orientale de l'Atlantique septentrional est fort différente de la côte occidentale.

En parlant plus haut du *Vorland* situé au nord des Alpes, nous avons distingué dans cet avant-pays trois éléments, qui sont la Plate-forme Russe, les Sudètes, et la région des noyaux montagneux de l'Europe occidentale. Cette dernière région comprend le massif de la Bohême, la Forêt-Noire, les Vosges, le Plateau Central français et la Meseta ibérique. Leurs contours sont très découpés et très irréguliers; les terrains anciens s'y montrent plissés; à leur surface s'étendent souvent d'une manière transgressive les terrains crétacés moyens et supérieurs; quelques-uns de ces massifs ont déjà été indiqués comme jouant le rôle de horsts, autour desquels se sont affaissés le Trias et le Jurassique.

Les Sudètes sont loin d'occuper un espace aussi étendu que les deux autres régions; un coup d'œil jeté sur la carte géologique de l'Europe montre que l'on peut, si on ne tient pas compte des Sudètes, partager en deux grandes régions la contrée située au nord des Alpes de notre continent. La région orientale est la Plate-forme Russe; elle se prolonge par les îles de la Baltique dans la Suède méridionale, où elle finit. La région de l'ouest comprend un groupe de grands massifs en forme d'îles, formés de sédiments anciens plissés et séparés par des bassins d'affaissement; c'est la région des noyaux montagneux de l'Europe occidentale : la Norvège, l'Écosse, puis la Cornouaille, l'Irlande, la Bretagne et même l'Ardenne rappellent tout à fait, par leur séparation en îlots distincts, malgré certaines

1. K. Mayer, dans G. Hartung, *Geologische Beschreibung der Inseln Madeira und Porto Santo*, in-8°, 1864, p. 183 et suiv., surtout p. 276, 277.

différences de détail, les noyaux montagneux du *Vorland* alpin dont il vient d'être question.

Les contours dentelés de l'Écosse nord-orientale, qui résultent de la production d'un certain nombre de grandes fractures rectilignes sur le littoral, ont déjà été rapprochés plus haut (voir p. 267) de ceux du Bairischer Wald. Judd a montré que, grâce à ces fractures, des lambeaux affaissés des formations mésozoïques avaient été préservés d'une destruction sans cela générale. Il est impossible, d'après le même observateur, d'échapper à la conclusion que tout le nord et le nord-ouest de l'archipel britannique, aujourd'hui transformés par la dénudation en une âpre région montagneuse, ont été autrefois, comme le sud et le sud-est du même pays, recouverts d'un manteau sédimentaire, allant du Carbonifère jusqu'à la Craie inclusivement[1]. Nous devons donc considérer aussi l'Écosse comme un horst dénudé.

Encore bien plus avant dans le nord, à Andö, la plus septentrionale des Lofoten, on trouve un lambeau de Jurassique inférieur, entièrement isolé, mais comparable dans ses principaux traits aux lambeaux affaissés de l'Écosse[2].

A l'exception du Nord de l'Espagne, où le littoral est formé par le bord extérieur d'une chaîne de montagnes, toutes les côtes occidentales de l'Europe, sur le bord de l'Océan Atlantique, sont constituées par des massifs montagneux qui sont tous probablement des horsts. Telle est la cause du contour si extraordinairement compliqué des côtes; c'est aussi pour cela qu'il n'existe pas sur ce littoral, comme dans le Sud des États-Unis, une bordure continue de formations tertiaires, mais bien des prolongements de ces terrains qui pénètrent en forme de golfes dans le continent.

Nous avons constaté aux Hébrides et dans le Nord de l'Irlande la présence d'une flore terrestre tertiaire, conservée sous un manteau basaltique. Ces côtes, comme toute la côte occidentale d'Irlande, sont dépourvues de toute trace de dépôts marins tertiaires. Il en est de même en Cornouaille[3]. C'est dans le *Cotentin*, sur les terrains anciens de la Normandie, prolongement de ceux du Cornouaille, que

1. Judd, Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIV, 1878, p. 669.

2. La dernière description qui en a été donnée est due à K. Pettersen, *Lofoten og Vesteraalen* (Arch. f. Mathem. og Naturvidensk., Kristiania, 1881, 97 p. carte géol.).

[3. Il faut cependant mentionner, vers la pointe occidentale du Cornouaille, le petit lambeau pliocène marin de St. Erth, situé dans une vallée étroite, à 80 pieds seulement (25 m. environ) au-dessus du niveau de la mer. M. Cl. Reid rapporte ces couches à l'étage Diestien de Belgique (Cl. Reid, *The Pliocene Deposits of Britain*, Mem. Geol. Survey of the United Kingdom, 1890, in-8°, p. 59).]

l'on voit apparaître pour la première fois, à titre d'avant-coureur, un groupe de petits lambeaux tertiaires marins. Ces lambeaux ont été isolés de toutes parts. On y a reconnu du Crétacé en transgression, des couches marines de l'âge du calcaire grossier parisien, de très faibles traces du premier ou du deuxième étage méditerranéen, enfin des équivalents du crag anglais, c'est-à-dire du troisième étage méditerranéen. La situation remarquable de ces dépôts nous montre à quelle grande distance, dans certains cas, les mers anciennes ont pu s'épancher en dehors des bassins plus ou moins fermés, et actuellement remplis d'une couverture continue de dépôts.

Le premier grand golfe tertiaire est celui de la *Basse-Loire*. Là, comme dans la vallée inférieure du Mississipi, les couches tertiaires recouvrent le Crétacé transgressif; elles s'étalent aussi sur les terrains anciens du massif de la Bretagne.

Le deuxième golfe est celui de la *Gironde*. Celui-ci est limité d'un côté par le bord du massif breton et du Plateau Central, de l'autre par le bord extérieur des Pyrénées, et il occupe par conséquent une position analogue à celle des terrains tertiaires compris entre le massif de la Bohême et les Alpes.

Le troisième golfe est celui de l'embouchure du *Tage*. Ses dépôts tertiaires se prolongent au sud par plusieurs lambeaux, reparaissent au cap Saint-Vincent et semblent, au delà du Guadiana, se souder aux dépôts du golfe suivant, de sorte que l'on pourrait sans doute, au moins pour cette portion de la côte atlantique, parler d'une ceinture de dépôts tertiaires. Mais ici la côte a dû, dans son dessin général, suivre approximativement le contour de la Meseta ibérique. Les dépôts tertiaires d'origine marine reposent au sud sur la bordure mésozoïque de la Meseta.

Le quatrième golfe est celui du *Guadalquivir*. Sa situation rappelle le golfe de la Gironde : il est limité d'un côté par le bord de la Meseta, de l'autre par le rebord externe de la Cordillère bétique.

Enfin les formations tertiaires marines pénètrent de l'Océan Atlantique dans l'intérieur du Maroc.

Les parties ci-dessus énumérées de la côte occidentale d'Europe ont une signification tectonique très diverse. Les lambeaux du Cotentin, les dépôts de la Basse-Loire, de même que ceux du Tage et de la côte portugaise jusqu'au cap Saint-Vincent doivent être considérés comme des parties de l'ancien rivage ou du fond de l'Océan Atlantique. Par contre, les dépressions de la Gironde et du Guadalquivir correspondent au parcours de deux grandes chaînes de montagnes et masquent la limite entre ces chaînes et

leur *Vorland*. Quelle que soit l'importance du détroit de Gibraltar au point de vue des conditions physiques de notre continent, on voit qu'il ne rentre pas dans le dessin général de la structure, mais qu'il doit être considéré comme un simple accident d'ordre secondaire.

L'analogie si complète des formations littorales atlantiques avec les dépôts méditerranéens nous force d'admettre l'ancienne existence d'une libre communication entre les deux mers, et il est naturel que nous en recherchions les traces dans les deux dépressions tectoniques principales, celle de la Gironde et celle du Guadalquivir.

Les problèmes qui vont se poser seront grandement éclairés par un coup d'œil rapide jeté sur les formations tertiaires récentes du Nord-Ouest de l'Europe. Ce chapitre mérite d'autant plus d'être traité à part que le type méditerranéen ne se retrouve là qu'avec des divergences fondamentales.

On observe principalement le long de la rive méridionale de la mer du Nord des lambeaux de couches horizontales qui appartiennent par leur âge à l'époque du premier et aussi du deuxième étage méditerranéen. Les limites actuelles de leur extension dépendent de l'importance des érosions qui ont exercé leur effet ultérieur sur ces régions basses. Les recherches de Dumont et de Beyrich ont montré que cette limite décrivait une large courbe ouverte vers le nord-ouest, à peu près depuis l'île de Sylt jusqu'à Anvers; le cours inférieur et l'embouchure de l'Elbe, du Weser, de l'Ems et du Rhin, sont compris dans cette limite, ainsi que l'embouchure de l'Escaut[1]. De cette large bande de sédiments les parties orientales et occidentales ont conservé leur intégrité, tandis que la partie méridionale, qui comprend les couches marines d'Osnabrück et de Bünde, présente de très grandes lacunes; mais la situation des lambeaux conservés est telle que l'on ne saurait douter de leur ancienne continuité. En même temps, les embouchures des grands affluents de la mer du Nord occupent le fond de cet ancien bassin, qui correspond encore aujourd'hui à une dépression des terres.

Cette longue bande de sédiments ne se prolonge pas en Angleterre. On ne connaît pour le moment dans la Grande-Bretagne aucun dépôt marin de l'âge du premier ni du deuxième étage méditerranéen. On n'en connaît pas non plus avec certitude dans le

1. La carte d'ensemble de Beyrich (Abhandl. Akad. Wiss. Berlin, 1855) sert encore aujourd'hui de point de départ à toutes les recherches ayant cette région pour objet

Cotentin, et les belles recherches de Vasseur dans la vallée de la Loire ne permettent guère de douter que, là aussi, ces terrains ne soient représentés d'une manière fort incomplète et seulement par leurs termes les plus récents[1].

Près de Bovey Tracey dans le Devonshire, on observe, reposant sur les terrains anciens, qui sont le prolongement de ceux de la Bretagne, des couches à plantes que Osw. Heer compare aux gisements d'Antrim en Irlande, dont il a été question plus haut. Heer place les dépôts lacustres de Bovey Tracey dans l'étage aquitanien, au niveau des couches de Salzhausen en Wétéravie, dont l'âge ne saurait être plus ancien que la base du premier étage méditerranéen et est peut-être même un peu plus récent; on peut donc avec Ramsay voir dans ce gisement une preuve de plus de la régression de la mer à l'époque miocène, et de la grande extension d'un continent ou d'un archipel de grandes îles sur l'emplacement de l'Atlantique Nord[2].

Très différente est l'allure des dépôts plus récents. Le troisième étage méditerranéen est représenté ici par les différentes subdivisions du crag belge et anglais. Ces terrains apparaissent à l'ouest dans le fond de la vaste cuvette qui borde au sud la mer du Nord, se prolongent d'Anvers dans la direction du Norfolk et du Suffolk, se montrent dans la région plate de l'Est de l'Angleterre, en transgresion surtout sur l'argile de Londres éocène, et se présentent de même sous le faciès d'argiles à *Nassa prismatica* dans le Cotentin et dans le golfe de la Loire[3].

Deux particularités méritent ici de fixer notre attention.

En premier lieu, il faut remarquer que le crag anglais possède une proportion notable d'espèces du Nord. Leur nombre augmente dans les assises les plus élevées, mais Prestwich a signalé à la base de la division inférieure, le crag corallin, un gros bloc de porphyre, qui peut être regardé comme une preuve d'un transport par la glace jusque sous ces latitudes, dès le début de la formation du crag.

1. G. Vasseur, *Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale* (Annales des Sc. géol., XIII, 1881, p. 1-432, cartes).

2. W. Pengelly, *The Lignites and Clays of Bovey Tracey, Devonshire* (Phil. Trans., vol. 152, 1863, p. 1019-1038, 3 pl.), et O. Heer, *On the Fossil Flora of Bovey Tracey* (Ibid., p. 1039-1086, 17 pl.); voir aussi Ramsay, *Physical Geology and Geography of Great Britain*, in-8°, 1878, p. 259, 354.

3. Parmi les documents très nombreux sur ce sujet, je me contenterai de citer : J. Prestwich, *On the Structure of the Crag-Beds of Norfolk and Suffolk* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, p. 115-146, 325-356 et 452-496); et E. Van den Broeck, *Esquisse géologique et paléontologique des dépôts pliocènes des environs d'Anvers* (Mém. de la Soc. Malacol. de Belg., IX, 1874, p. 83-371.

L'introduction d'espèces froides dans la Méditerranée doit être considérée comme caractéristique du début du quatrième étage méditerranéen; on serait donc amené à admettre soit que cette introduction s'est faite plus tôt dans le Nord, soit que l'ensemble du crag appartient au quatrième étage.

En second lieu, les couches du crag, aussi bien en Angleterre qu'en Belgique, malgré leur position tout à fait horizontale et leur faible altitude, montrent des indices très nets de déplacements répétés des lignes de rivage. Pendant ces oscillations et grâce à l'horizontalité des dépôts, il y a eu émersion de vastes surfaces. Dans le Suffolk, le crag rouge repose dans des vallées d'érosion du terme plus ancien, le crag blanc ou corallin, et entoure en forme d'îles des lambeaux de ce dernier terrain demeurés en place[1].

Tandis que les formations éocènes prennent une part prédominante à la constitution de la région sud-est de l'Angleterre, qu'elles se montrent non seulement en Belgique, mais encore dans le Cotentin et dans les îles de l'embouchure de la Loire, formées de calcaire grossier; tandis que l'époque oligocène se caractérise par une transgression marine encore plus importante, qui pousse jusqu'à Rennes un golfe de l'Océan Atlantique, et dépose les sables de Fontainebleau très au loin dans le bassin de Paris; on observe au contraire, pendant le premier étage méditerranéen, une régression des eaux jusqu'au-dessous de la Loire. Puis la mer s'avance de nouveau sur des districts restés jusque-là émergés, avec des traces de plus en plus évidentes d'un refroidissement du climat.

Guadalquivir. — Les grands massifs montagneux de l'Europe occidentale et méridionale portent sur leurs croupes des lambeaux étendus de couches d'eau douce, prouvant que ces hauteurs n'ont pas été atteintes par les diverses transgressions marines dont il est question ici. Sur les plateaux de la Meseta espagnole s'étalent horizontalement des bancs de calcaires et de marnes d'eau douce du Tertiaire moyen, parfois gypsifères, qui couvrent encore aujourd'hui une portion très importante de la surface de la péninsule. De même sur le Plateau Central français, principalement dans le bassin supérieur de la Loire, on observe, escortées d'une remarquable série de roches volcaniques, des couches tertiaires d'âge divers, toutes formées dans des eaux douces. On voit également sur le massif de la

[1. Voir Cl. Reid, Mém. cité, p. 89, fig. 13; p. 95, fig. 18-19: p. 98. fig. 21. Ces diagrammes montrent des exemples remarquables du ravinement du crag corallin par le crag rouge.]

Bohême, au pied de l'Ergzebirge, pareillement associée à des roches volcaniques, une série de couches tertiaires lignitifères exclusivement d'eau douce; les débris de mammifères contenus dans ces couches permettent de les attribuer sans aucune hésitation à l'époque du premier et du deuxième étage méditerranéen. Dans le sud de la Bohême, on trouve aussi des couches tertiaires charbonneuses, mais dont l'âge est un peu plus récent.

Ces grandes régions se présentent donc à nous comme des parties d'anciens continents. Sur leur bord méridional apparaissent les formations marines que nous nous proposons de suivre; elles s'y présentent assez rarement comme de véritables formations de rivage, tantôt venant s'appuyer horizontalement sur les bords escarpés du massif, tantôt sous forme de lambeaux isolés par l'érosion, tantôt enfin constituant le sous-sol de grandes plaines. Mais souvent aussi, les couches tertiaires sont refoulées horizontalement dans la zone externe des chaînes de montagnes, et affleurent suivant la tranche, en bancs relevés jusqu'à la verticale, fournissant ainsi la preuve de ce fait remarquable, qu'une bonne partie de nos grandes chaînes actuelles sont d'âge assez récent pour avoir été recouvertes par ces dernières transgressions de la Méditerranée.

Entrons maintenant dans le détail des observations, afin d'en dégager les lignes principales de ces transgressions successives.

Dans le Sud-Ouest de l'Espagne[1], on voit pénétrer de l'Océan Atlantique dans les terres une large bande de formations marines qui correspondent aux premier, deuxième et troisième étages méditerranéens. Au point où le plus récent de ces horizons émerge de l'Océan Atlantique, dans le voisinage de la ville d'Huelva, s'élève, en ce point digne d'une éternelle mémoire, le vieux cloître franciscain de Nuestra Señora de la Rabida, où, le 3 août 1492, Christophe Colomb s'embarqua pour la découverte du Nouveau-Monde. C'est par là que nous voulons commencer.

La situation des couches mésozoïques dans le Sud du Portugal autorise à penser, comme on l'a dit plus haut, que le contour actuel du continent correspond au contour de la Meseta. La carte de Ribeiro montre, courant à travers toute l'Algarve, une ceinture mésozoïque dirigée de l'ouest à l'est, vers l'embouchure du Guadiana[2]. On observe encore à Ayamonte un lambeau triasique; là, le bord

[1. Voir les cartes mentionnées ci-dessus, p. 295, note 2.]

[2. Voir P. Choffat, *Recherches sur les terrains secondaires au sud du Sado* (Communic. Com. trab. geol. do Portugal, II, 1887, p. 222-312).]

de la Meseta s'enfonce à l'est dans les terres, tandis qu'au sud, vers Huelva, Xerès, Cadix, jusqu'à Vejer de la Frontera, s'ouvre le golfe tertiaire. C'est ce même golfe que nous avons désigné plus haut sous le nom de golfe du Guadalquivir.

Gonzalo y Tarin a montré comment la bordure des couches marines s'appuie sur le bord de la Meseta, toujours caractérisée par des bancs de grandes huîtres et par de grandes espèces de clypéastres, tandis que plus au sud les couches plus récentes à *Voluta Lamberti*, du troisième étage méditerranéen, pénètrent par Huelva et la Palma dans la direction de la province de Séville[1].

La base du premier étage méditerranéen est constituée par le calcaire à orbitoïdes, que Mac Pherson a signalé dans la province de Séville, sur le bord de la Meseta[2], et Mallada a pu suivre le calcaire grossier à grandes huîtres et à clypéastres tout le long de la vallée du Guadalquivir, à travers la province de Cordoue, jusqu'à Jaën[3]. Mais, il y a longtemps déjà, de Verneuil observait des lambeaux isolés de la même formation dans les parties les plus élevées du bassin de ce fleuve, jusqu'au voisinage d'Alcaraz, dans l'ouest de la province de Murcie. Dès l'année 1853, il concluait qu'à l'époque tertiaire il devait y avoir eu à travers le continent actuel un bras de mer qui séparait la Sierra Nevada, unie à la Sierra de la Sagra, à la Sierra de Segura et aux montagnes de Jaën, du plateau de la Meseta avec ses lacs d'eau douce[4].

Mais ces couches marines s'élèvent fréquemment soit en larges affleurements, soit en lambeaux de faible dimension sur les montagnes situées au sud du Guadalquivir. Parmi les fossiles recueillis par R. von Drasche entre la ville de Grenade et la Sierra Nevada, très près du bord des montagnes, Th. Fuchs a reconnu des *Pecten* qui appartiennent aux couches de Schio et à la partie inférieure du premier étage, tandis que le calcaire à *Lithothamnium* d'Escuzar a

1. J. Gonzalo y Tarin, *Descripcion geologica de la Provincia de Huelva* (Bol. Com. Mapa Geol. Esp., V, 1878, p. 74, 81, 87).

2. Mac Pherson, *Provincia de Sevilla* (Bol. Com. Mapa Geol. Esp., VI, 1879, p. 252). [Pour l'histoire des derniers mouvements du sol dans la vallée du Guadalquivir, voir S. Calderon, Anal. Soc. Esp. de Hist. Nat., XXII, 1893, p. 5-18].

3. L. Mallada, Bol. Com. Mapa Geol. Esp., VII, 1880, p. 48.

4. De Verneuil et Collomb, *Coup d'œil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., X, 1853, p. 78, 79); les mêmes, *Géologie du Sud-Est de l'Espagne* (Ibid., 2e sér., XIII, 1856, p. 716 et suiv.). Dès 1849, d'Archiac faisait remarquer que le Plateau des Castilles, avec 682 mètres de hauteur moyenne et le Plateau de l'Auvergne, avec 339 mètres de hauteur moyenne seulement, étaient également restés émergés l'un et l'autre au-dessus de la mer qui les entourait (*Histoire des progrès de la Géologie*, II, 2e partie, p. 841).

fourni le *Pecten Zitteli*, espèce de la base du deuxième étage méditerranéen[1].

Selon Gonzalo y Tarin, ces couches ont pris part aux grands plissements de ces montagnes, bien qu'elles s'avancent en transgression sur les roches anciennes. La répartition des lambeaux conservés montre que toute la région des Alpujarras, dans le sud-ouest de la Sierra Nevada, a été recouverte par ces formations, qui se montrent aussi près d'Ugijar au sud du haut massif montagneux[2].

De Verneuil les avait observées jusqu'à l'altitude de 1 200 mètres.

Il faut donc conclure à l'existence d'un détroit faisant communiquer l'Atlantique et la Méditerranée par la vallée du Guadalquivir à l'époque du premier et aussi du deuxième étage[3]. Le rivage septentrional se suit au pied sud de la Meseta, depuis la mer jusqu'au loin dans les terres, mais le rivage méridional ne peut être reconstitué, par suite des changements considérables amenés par les mouvements de l'écorce terrestre. On peut du moins affirmer qu'une partie de la Cordillère actuelle au sud du Guadalquivir a été alors un fond sous-marin et que la communication entre les deux mers s'est faite non seulement par-dessus la haute vallée du Guadalquivir et les parties contiguës de la province de Murcie, mais encore, selon toute probabilité, par-dessus la région des Alpujarras et sur d'autres points.

Il ne faut pas oublier toutefois, qu'au sein de cette série de couches marines, on observe localement des intercalations de couches d'eau douce, indiquant des oscillations secondaires et répétées; il en existe notamment dans le sud de la vallée du Genil (province de Grenade). Ce phénomène se reproduit le long de la côte orientale de l'Espagne, par exemple près de Barcelone, où la plus grande partie des couches marines doit appartenir au deuxième étage[4].

1. R. von Drasche, *Geologische Skizze des Hochgebirges der Sierra Nevada* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXIX, 1879, p. 113, 115); voir aussi Silvertop, Proc. Geol. Soc. London, 1834, p. 216; Ansted, Quart. Journ. Geol. Soc., XV, p. 585. [MM. Bertrand et Kilian ont montré que les couches à *Pecten Zitteli* du bassin de Grenade font partie du même ensemble que les couches à grandes huîtres et à *Lithothamnium* et appartiennent à la Mollasse à *Pecten praescabriusculus*, c'est-à-dire au premier étage méditerranéen. Le deuxième étage est représenté par des couches discordantes à faciès très différent, la *formation à blocs* de von Drasche, à faune voisine de celle de Baden (*Mission d'Andalousie*, p. 477-510).]

2. Gonzalo y Tarin, *Provincia de Granada* (Bol. Com. Mapa Geol. Esp., VIII, 1881, p. 78 et suiv.).

[3. Voir l'essai de carte donné par L. Carez, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., X, 1881, pl. 1; voir aussi les cartes de F. de Botella (Soc. de Géogr. de Madrid, 1876 et années suiv.).]

[4. Sur les formations tertiaires de la Catalogne, voir surtout J. Almera, *Mapa topografico y geologico de la provincia de Barcelona, Region*, 1a, 1 : 40,000. 1 f. avec notice.

A l'époque du troisième étage, la communication de l'Océan avec la Méditerranée ne semble pas avoir persisté par la ligne du Guadalquivir [1].

Gironde. — La grande dépression qui, des bords de l'Océan Atlantique s'avance dans les terres, entre la lisière nord des Pyrénées et l'embouchure de la Gironde, est semblable à celle du Guadalquivir pour les principaux traits de sa structure. Ici comme là, le bord septentrional correspond au pied méridional d'un massif ancien, d'une part la Meseta espagnole, de l'autre le Plateau Central français. Ici comme là, le bord sud est limité par la lisière plissée d'une chaîne de montagnes. Ici comme là, il est impossible de préciser le rivage méridional de l'ancienne mer. Mais malheureusement, dans la Gironde, les formations marines dont nous devons nous occuper sont tellement horizontales, leur puissance est si faible, et les effets de la dénudation sont si importants, que même pour le nord on doit s'en tenir à des conjectures peu positives.

Étudions d'abord les environs immédiats de Bordeaux.

Dès l'année 1848, Raulin a bien constaté — et Tournoüer a confirmé ces vues en 1862 dans un très important travail — que la disposition des différentes couches tertiaires marines de cette région était telle qu'en se rapprochant du Plateau Central on rencontrait des couches de plus en plus anciennes; le contraire a lieu en allant vers l'océan. Ainsi les plus anciennes mollasses se trouvent dans la vallée de la Dordogne, et le calcaire à astéries oligocène est surtout répandu dans la région de la Gironde; les termes les plus anciens des faluns méditerranéens si fossilifères ont leurs représentants typiques au sud-ouest de la ville de Bordeaux; tandis que les horizons les plus récents ont leurs gisements caractéristiques très au loin dans les plaines de la région des Landes, à Salles, dans la vallée de la Leyre [2].

Les formations oligocènes ont plus d'analogie avec celles du sud des Alpes qu'avec celles de la Basse-Loire et de la Seine; elles possèdent encore jusqu'à un certain degré le facies méridional et se terminent par des couches d'eau douce. Les couches marines, qui

1891; et Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XX, 1892, p. 32-37); Almera y Bofill, *Fosiles terciarios de Cataluña* (Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 1886 et années suiv.); *Catálogo de los moluscos fosiles pliocenos de Cataluña*, in-4°, 108 p., Barcelona, 1892.]

1. Gonzalo y Tarin, Mém. cité, p. 83; voir en outre I. Gomban y A. M. Alcibar, *Provincia de Tarragona* (Bol. Com. Mapa Geol. Esp., IV, 1877, p. 237).

2. Tournouër, *Note stratigraphique et paléontologique sur les faluns du département de la Gironde* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., XIX, 1862, p. 1038).

leur sont superposées, sont également séparées les unes des autres par des intercalations de couches d'eau douce. Sur le calcaire à astéries se trouve un premier horizon d'eau douce; puis vient le falun marin de Bazas et de Mérignac; après un nouvel horizon d'eau douce, on voit arriver le falun marin de Léognan, qu'un dernier horizon d'eau douce sépare du falun le plus récent, celui de Salles.

Le falun de Bazas et de Mérignac doit sans doute être attribué à la partie inférieure du premier étage; le parallélisme du falun de Léognan avec les couches de Gauderndorf et d'Eggenburg, c'est-à-dire avec la partie moyenne et supérieure du premier étage, a été depuis longtemps indiqué par M. Hörnes, et Th. Fuchs a également montré l'identité des types du falun de Salles avec ceux du deuxième étage méditerranéen des environs de Vienne[1].

Si, de là, on pénètre dans l'intérieur vers le Lot-et-Garonne et le Gers, on constate que les formations marines s'atténuent rapidement, tandis que les intercalations continentales peu développées dans la région de Bordeaux prennent vers le sud-est de plus en plus d'importance. Enfin, ainsi que l'a montré en particulier Linder, ces dernières se superposent directement tout en restant distinctes, mais sans être séparées les unes des autres par des formations marines[2].

Quelques lambeaux des couches du deuxième étage, préservés de la destruction, se montrent encore à Sos et à Eauze, non loin de la limite des deux départements susnommés, à environ 120-130 kilomètres de la mer[3]. On retrouve encore plus loin au sud le prolongement de ces couches au pied des Pyrénées. Là se montrent, par exemple à l'est de Bayonne, des couches disposées comme à Bordeaux, les termes se succédant de plus en plus récents dans la direction de la plaine. Au-dessus du Tertiaire ancien se voient les faluns de Gaas, équivalent de Castel Gomberto; le premier étage méditerranéen est représenté par les faluns de Saint-Paul au nord de Dax et de Saint-Avit, près Mont-de-Marsan, auxquels succèdent les faluns de Saubrigues et de Saint-Jean-de-Marsacq, qui appar-

1. Th. Fuchs, *Der Falun von Salles und die sogenannte jüngere Mediterranstufe des Wiener Beckens* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1874, p. 105-111). Quand bien même il viendrait à être démontré que les faluns de Bazas-Mérignac correspondent aux couches de Molt, un terme caractéristique du 1er étage aux environs de Vienne, les couches de Loibersdorf à *Cardium Kübecki* n'en feraient pas moins défaut dans la Gironde.

2. Linder, *Des dépôts lacustres du vallon de Saucats* (Actes Soc. Linn. de Bordeaux, XXVII, 1872, p. 451-525); cette disposition avait déjà été signalée antérieurement par R. Tournouër, *Sur l'âge géologique des mollasses de l'Agenais* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., XXVI, 1869, p. 983-1023).

3. V. Raulin, *Aperçu sur l'orographie, la géologie et l'hydrographie de la France* (dans Dechambre, *Dictionnaire encyclopédique des Sciences Médicales*, in-8°, Paris, 1879, p. 349); et ailleurs.

tiennent au deuxième étage, et sont le prolongement terminal des faluns de Salles, d'Eauze et de Sos [1]. A l'est de ces gisements, le pied de la chaîne est recouvert de graviers.

Plus loin dans l'intérieur, les couches marines disparaissent. Dans le département du Gers et vers Toulouse, s'étalent les formations d'eau douce; malgré l'existence du premier et du deuxième étage près de Bordeaux et à l'est de Bayonne, malgré la profonde pénétration de ces étages dans les terres, le grand développement des formations d'eau douce, qui finissent par constituer à elles seules toute l'épaisseur des dépôts, doit nous empêcher provisoirement d'admettre par cette voie une ancienne communication de la Méditerranée avec l'Océan Atlantique [2].

Depuis longtemps déjà, Tournouër a bien reconnu la ligne du Guadalquivir, le *détroit andalou*, ainsi qu'il l'appelle, comme l'unique voie de communication de l'ancienne Méditerranée avec l'Océan, et cette opinion a été confirmée par les travaux ultérieurs.

Ce résultat est d'autant plus curieux que, dans la région de la Loire, à l'est des terrains anciens de la Bretagne, les couches marines du deuxième étage pénètrent dans les terres en un golfe important. Ce sont les faluns de Touraine qui s'avancent jusqu'au delà de Blois, bien que le bassin de la Seine soit resté en dehors de cette invasion marine [3]. Les faluns de Pontlevoy en Touraine correspondent tout à fait à ceux de Salles et de Saubrigues, mais la communication de cette mer avec l'Océan s'est faite non par le nord, ni par l'est, ni par la Basse-Loire, mais vraisemblablement par le seuil de Poitiers [4]. Il y a donc eu érosion sur une large étendue de ces couches peu résistantes.

En résumé, le golfe de la Gironde ne doit sans doute pas être

1. J. Delbos, *Essai d'une description géologique du bassin de l'Adour*, in-4°, Bordeaux, 1854; et dans d'autres publications. Pour l'âge du gisement de Saubrigües, voir aussi Benoist, *L'Étage tortonien dans la Gironde* (Actes Soc. Linn. de Bordeaux, XXXII, 1878, p. LXXXV-XC).

[2. La communication de l'Océan avec la Méditerranée, par le Midi de la France, n'a sûrement pas existé à l'époque miocène : les deux mers étaient séparées, entre Lézignan et Lectoure, par un isthme de 200 kilomètres. Il est vrai que ce chiffre représente un maximum, parce qu'il faut tenir compte de l'érosion; mais du côté de l'est, le rivage miocène semble parfaitement indiqué (Emm. de Margerie, *Notes sur la structure des Corbières*, Bull. Service Carte géol. de la France, n° 17, p. 29 et pl. I, 1890).]

3. R. Tournouër, *Sur les dépôts d'eau douce du bassin de la Garonne, correspondant au calcaire de Beauce et aux sables de l'Orléanais* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., XXIV, 1867, surtout p. 486); le même, *Sur les lambeaux du terrain tertiaire des environs de Rennes et de Dinan* (Ibid., 2e sér., XXV, 1868, p. 386 et suiv.).

[4. La pénétration de la mer du deuxième étage méditerranéen en Touraine, par la Basse-Loire, est aujourd'hui tout à fait certaine; le détroit du Poitou n'a pas donné passage à la mer miocène.]

considéré comme une ancienne voie de communication de la Méditerranée, mais seulement comme un golfe atlantique, dans lequel la mer a eu des allées et venues répétées et successives. Le premier étage est représenté par des couches marines ; une transgression importante caractérise le deuxième étage, et on peut conjecturer qu'à cette dernière époque, elle s'est avancée jusqu'à la vallée de la Loire[1]. On ne connaît pas de couches du troisième étage dans cette région.

Rhône. — Comme la vallée du Guadalquivir et celle de la Loire s'ouvraient aux eaux atlantiques, la vallée actuelle du Rhône laissait pénétrer les eaux de la Méditerranée occidentale. Sur le versant sud du Plateau Central s'appuie, près de Montpellier, une série remarquable de couches tertiaires récentes, et de l'embouchure du Rhône, le premier, le deuxième et le troisième étage pénètrent au loin vers le nord dans le continent. La connaissance de cette région est d'une grande importance pour l'histoire de la Méditerranée, et nous possédons sur ce sujet, en dehors des travaux plus anciens, une série de monographies excellentes publiées par F. Fontannes, et qui fournissent des données très complètes[2].

Il faut d'abord remarquer que la vallée du Rhône, en aval de Lyon, qui serait plus justement nommée la vallée inférieure de la Saône, reproduit à nouveau les caractères généraux de structure, que nous avons déjà indiqués pour le Guadalquivir et la Gironde. Là aussi, un côté de la vallée est formé par le bord d'un massif montagneux ancien, tandis que l'autre côté répond à la bordure plissée d'une chaîne de montagnes, les Alpes. Mais il importe de noter que les couches du premier et aussi, d'après les coupes de Fontannes, celles du deuxième étage, bien que souvent transgressives sur les lambeaux crétacés, ont pris part aux plissements de la bordure extérieure des Alpes. Du côté des Alpes, elles présentent leurs têtes de couches fortement redressées, parfois même renversées[3], et nous manquons par suite de renseignements précis sur la limite orientale de la mer du premier et du deuxième étage. Il en est tout autrement, ainsi qu'on va le voir, pour le troisième étage.

A peu près à moitié chemin entre Lyon et la mer, près de Montélimar, la courbe convexe des Alpes se rapproche beaucoup du bord

[1. Voir la note 4 de la page précédente].

2. F. Fontannes, *Études stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône*, 7 parties, Lyon et Paris, 1875-1881.

3. Fontannes, *Études etc.*, VI, *Le bassin de Crest*, fig. 13, p. 47.

fracturé du Plateau Central, et juste en ce point on voit surgir une longue dorsale de terrains crétacés, bordée à l'est comme à l'ouest par des couches tertiaires. Cette dorsale sépare le Dauphiné, au nord, de la région provençale, au sud. Cette dernière région est entrecoupée de crêtes saillantes formées par des montagnes crétacées.

Les trois étages méditerranéens s'avancent au nord au delà du seuil de Montélimar. Leur substratum est constitué par des couches d'eau douce dont la partie supérieure appartient peut-être au premier étage méditerranéen. Au-dessus se montre une puissante série de couches marines, désignées par Fontannes sous le nom d'*Helvétien* ou de *groupe de Visan*. Ce groupe comprend l'équivalent de Léognan, c'est-à-dire du premier étage, mais les couches supérieures, les marnes et les sables de Tersanne, de Visan et de Cabrières représentent le deuxième étage. Ce dernier terme présente deux faciès différents. Au sud, à Cabrières et au mont Luberon, sont des couches purement marines, caractérisées par *Ancillaria glandiformis*, *Cardita Jouanneti*, et les espèces habituelles de ce niveau, que Fischer et Tournouër ont rapproché du falun de Salles, et dans lequel Th. Fuchs et Fontannes trouvent d'un commun accord une étroite affinité avec Grinzing[1]. Il est dès lors certain

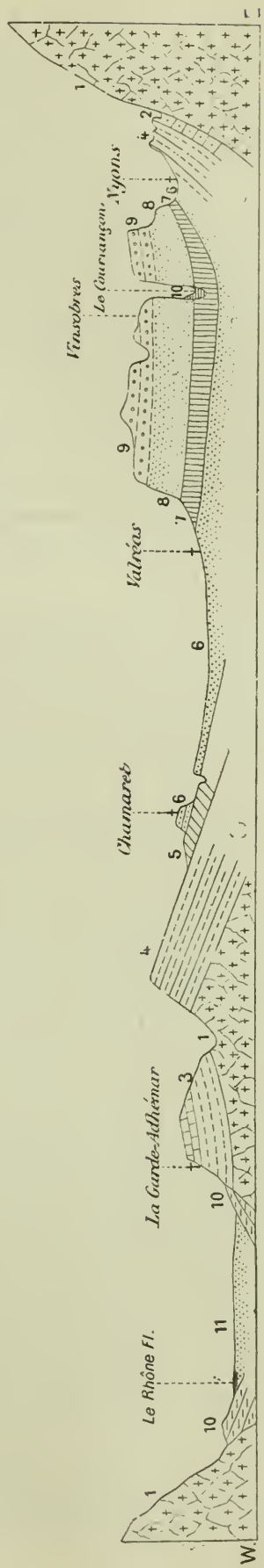


Fig. 64. — Coupe transversale de la Vallée du Rhône (d'après F. Fontannes et Ch. Depéret).

1. Terrains crétacés; 2. Sables et argiles bigarrés (Éocène inférieur); 3. Oligocène; 4. Premier étage méditerranéen (Mollasse à *Pecten præscabriusculus*); 5. Grès à *Ostrea crassissima*; 6. Sables à *Pecten Gentoni*; 7. Couches à *Cardita Jouanneti* (2e étage méditerranéen); Pontique : 8. Sables d'eau douce à *Hipparion* et *Helix Delphinensis*; 9. Limons et cailloutis à *Hipparion*; 10. Pliocène marin (3e étage méditerranéen); 11. Alluvions du Rhône.

1. C. Fischer et R. Tournouër, *Invertébrés fossiles du mont Léberon* (Extr. de Gaudry, Fischer et Tournouër, *Animaux fossiles du mont Léberon*), in-4°, Paris, 1873, p. 152; Fontannes, *Études etc.*, IV, p. 59, et surtout Fuchs, Boll. R. Com. Geol. d'Italia, X, 1879, p. 17-19.

que cet horizon appartient au deuxième étage et qu'il n'existe pas ici, comme en d'autres régions, de formations d'eau douce intercalées entre le premier et le deuxième étage[1]. Par contre, dans le Bas-Dauphiné et plus au nord, on observe une formation qui, à Tersanne (Drôme), contient encore un bon nombre d'espèces marines, tandis que plus au nord encore, on n'y observe plus, à côté de nombreux *Helix*, qu'une seule espèce de *Nassa* à test lisse, la *Nassa Michaudi*[2].

Sur le deuxième étage repose un calcaire d'eau douce ; au-dessus de ce dernier apparaissent des argiles rouges avec la riche faune de mammifères de Cucuron.

Les formations suivantes se sont déposées dans des conditions bien différentes. Elles sont séparées des précédentes par une période d'érosion et se montrent au fond de vallées creusées aux dépens des couches plus anciennes ; elles n'ont pris aucune part aux plissements des Alpes.

Le premier terme de ce deuxième groupe est formé par les curieuses couches d'eau douce de Bollène, à *Melanopsis*, *Cardium* et *Congeria*, dont l'analogie avec les couches d'eau douce si développées dans l'Europe orientale a été établie pour la première fois par K. Mayer. Ensuite viennent des marnes à *Nassa semistriata*, représentant marin du troisième étage, et sur ces marnes de nouvelles couches d'eau douce et terrestres. Les couches à *Mastodon arvernensis* sont encore plus récentes[3].

[1. Il existe cependant en quelques points des couches d'eau douce intercalées entre les deux étages méditerranéens, par exemple à Mirabeau, dans la vallée de la Durance.]

[2. Il importe de faire une distinction en ce qui concerne les couches dites à *Nassa Michaudi*. A Tersanne (Drôme), cette *Nassa* apparaît déjà au milieu d'une faune marine assez variée qui représente le sommet du 2e étage méditerranéen (Tortonien); mais elle persiste seule, à l'exclusion des autres coquilles marines, dans une zone sableuse plus élevée, évidemment encore un peu saumâtre, qui contient des *Helix*, des auricules, ainsi que des mammifères terrestres (*Hipparion gracile*, *Mastodon longirostris*), c'est-à-dire les formes les plus caractéristiques de l'étage pontique. C'est à ce niveau pontique qu'appartiennent les sables à *Nassa Michaudi* des environs de Lyon (Ch. Depéret, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXI, 1893, p. 193 et suiv.).]

[3. La succession normale des couches du 3e étage (Pliocène) dans le midi de la vallée du Rhône est la suivante, de bas en haut : 1° Marnes marines à *Nassa semistriata* passant généralement en haut à des sables jaunes à *Ostrea cucullata*; 2° Couches saumâtres à *Potamides Basteroti*, auricules, [*Congeria sub-Basteroti*; 3° Marnes d'eau douce à bithynies, *Melanopsis Matheroni*, etc.; 4° Couches fluvio-lacustres à *Mastodon arvernensis*, *Rhinoceros leptorhinus*, *Palæoryx Cordieri*, *Hipparion crassum*; 5° Cailloutis des plateaux à *Mastodon arvernensis* et *Elephas meridionalis* (Fontannes, *Les mollusques pliocènes de la vallée du Rhône et du Roussillon*, in-4°, Lyon, 1879-1882, t. II, p. 247 et suiv.; Ch. Depéret, *Note sur le pliocène et sur la position stratigraphique des couches à Congéries de Théziers* (*Gard*). (Bull. Serv. Carte géol. France, 1890, n° 16); *Note sur la succession stratigraphique des faunes de mammifères pliocènes d'Europe et du Plateau central en particulier* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér XXI, 1893, p. 524).]

Ainsi la vallée du Rhône nous montre également une longue série de couches alternativement marines et continentales. La séparation entre I et II n'est pas comme ailleurs tracée par une intercalation de couches d'eau douce, mais, vers le nord, II est caractérisé par un faciès littoral à *Nassa Michaudi* et coquilles terrestres. Par contre, on observe entre II et III une régression marine si importante qu'elle a pour conséquence un creusement des vallées; à la même époque correspondent peut-être de profondes modifications tectoniques sur la lisière des Alpes. Les couches à congéries de Bollène sont les premiers dépôts qui se forment dans ces nouvelles vallées. Il reste encore pour moi quelques hésitations sur le rôle que jouent dans ce classement les argiles rouges à mammifères de Cucuron[1]; ces couches ne sont ni marines ni franchement d'eau douce, mais paraissent présenter le caractère déjà signalé en d'autres lieux d'une sorte de *terra rossa* subaérienne, souvent remaniée par des courants d'eau ; c'est un résidu de lavage qui s'accumule sur les plateaux calcaires, sous l'influence prolongée des agents atmosphériques. On peut comparer cette formation à l'argile rouge du Karst, aux brèches rouges qui remplissent les fentes calcaires de plusieurs îles de la Méditerranée et aussi aux argiles rouges de Pikermi, près d'Athènes[2].

Les trois étages méditerranéens pénètrent ensuite dans le continent de la manière suivante :

Le premier étage suit la lisière des Alpes, prend part à ses plissements, mais devient horizontal à une faible distance de la montagne ; il pénètre en Suisse en passant par Chambéry et le lac du Bourget. Il se poursuit sans interruption sous la forme de la Mollasse marine des Alpes Suisses.

[1. Les relations stratigraphiques des diverses couches dont il est question ici sont les suivantes. A Cucuron (Vaucluse), on observe au-dessus des couches marines du 2e étage méditerranéen (marnes de Cabrières à faune de Baden) d'abord des marnes et calcaires lacustres à *Helix Christoli, Melanopsis narzolina, Hipparion gracile, Castor Jægeri*; puis des limons rouges alternant avec des cailloutis calcaires, qui finissent par prédominer à la partie supérieure. Les limons rouges constituent le gisement de la faune du Léberon à *Hipparion gracile, Tragocerus, Gazella*, etc., décrite par M. Gaudry. Les couches à congéries de la vallée du Rhône sont encore postérieures à ces cailloutis et se trouvent au fond de vallées profondes, creusées dans l'épaisseur des formations miocènes précitées. Ces couches à congéries de la vallée du Rhône sont donc un peu plus récentes que celles des environs de Vienne (Ch. Depéret, *Note sur la classification et le parallélisme du système miocène*, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXI, 1893, p. 195 et suiv.).]

2. Je dois cependant faire remarquer à ce propos que l'opinion exprimée par Fontannes (voir surtout IV, p. 61, 62), d'après laquelle les couches à ossements de Cucuron seraient plus anciennes que l'assise à *Nassa semistriata* (3e étage), me paraît entièrement justifiée et est en harmonie avec ce que je connais ailleurs en fait de gisements de ce genre.

Le deuxième étage paraît encore prendre part aux plissements alpins, et, comme le premier, devient horizontal à une faible distance des Alpes. Il passe au nord à une formation littorale avec coquilles terrestres et *Nassa Michaudi*[1] et s'avance, sous la forme de plateaux découpés par l'érosion, jusqu'au grand coude du Rhône, près de Lyon. Il ne pénètre pas sous un faciès marin dans les Alpes Suisses.

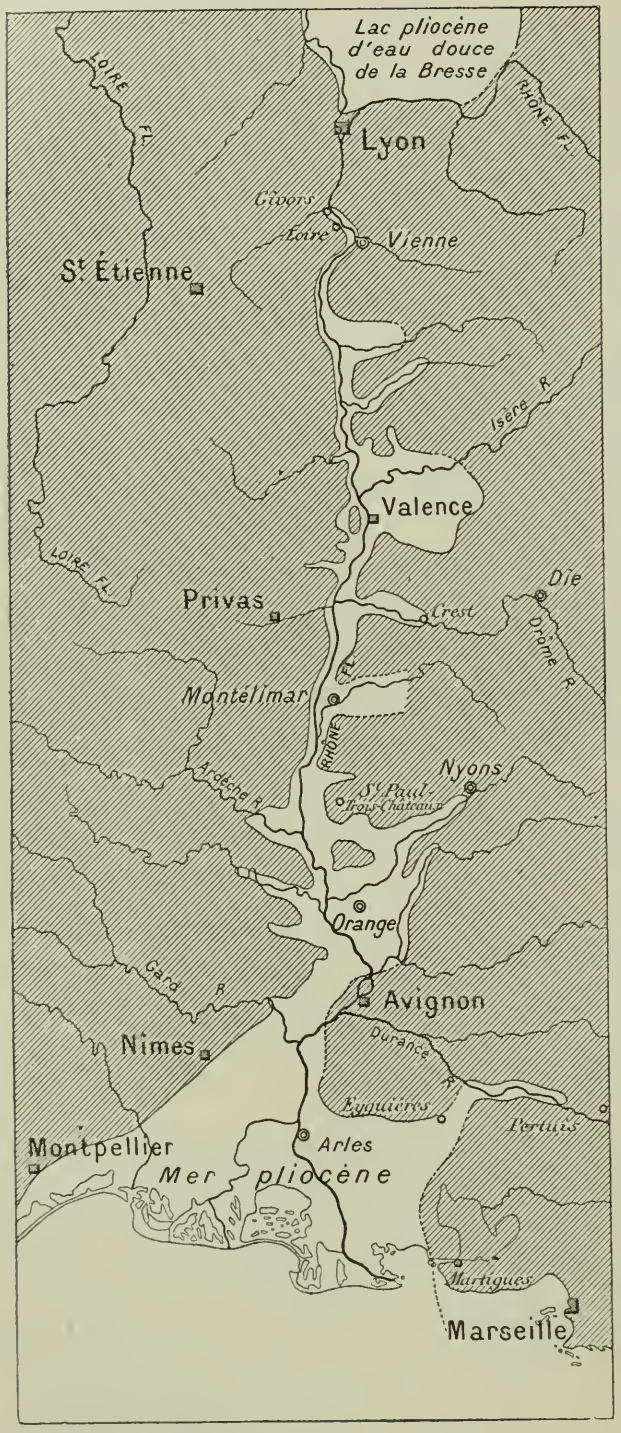


Fig. 65. — Extension de la mer pliocène dans la vallée du Rhône (d'après Fontannes et Depéret).

Le tracé du rivage à l'époque du troisième étage a été suivi par Fontannes avec le plus grand soin dans tout le Midi de la France[2] (fig. 65). Ce contour dessine un golfe près de Perpignan, aux dépens de l'extrémité orientale des Pyrénées; il se continue par Narbonne et Béziers, entoure les massifs montagneux avancés de Frontignan et de Cette, longe ensuite le bord du plateau crétacé de Montpellier et de Nîmes et pénètre enfin profondément dans les terres par Avignon. Les couches marines de cet étage sont connues jusqu'au Péage-de-Rous-

[1. « La manière dont les sables à térébratulines du deuxième étage méditerranéen passent en Suisse est une question encore à l'étude qui doit faire l'objet de recherches précises. » (Ch. Depéret).]

2. Fontannes, *Note sur l'extension et la faune de la mer pliocène dans le Sud-Est de la France* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XI, 1882, p. 103-141).

sillon, au sud de Vienne[1]. La partie septentrionale du golfe était étroite, et creusée, comme on l'a dit plus haut, aux dépens du premier et du deuxième étage. Les belles coupes transversales que Fontannes a relevées à travers le massif crétacé déjà signalé de Montélimar, depuis les Alpes jusqu'au bord du Plateau Central, présentent la disposition suivante : entre les Alpes et le massif crétacé se trouve un synclinal formé par le premier et le deuxième étage, tandis que de l'autre côté, entre le Crétacé et le Plateau Central, se montrent le troisième étage en couches horizontales et la vallée du Rhône actuel (fig. 64)[2].

Le côté oriental du golfe du troisième étage dessine de nombreuses baies, par exemple dans la vallée de la Durance, et atteint le rivage actuel près de Martigues.

Retournons maintenant vers Chambéry et pénétrons dans la région des Alpes. Sur une vaste surface nous ne trouvons que le premier étage méditerranéen représenté par des formations marines, et ce fait va me permettre d'adopter une autre méthode d'exposition de mon sujet. Au lieu de comparer entre elles les diverses régions au point de vue de l'extension des trois étages, je vais maintenant suivre chacun de ces étages dans l'ensemble de sa distribution géographique.

Le premier étage méditerranéen. — Le premier étage n'existe pas seulement dans la bordure alpine, mais il se trouve aussi dans quelques-unes des grandes vallées longitudinales du Jura et il a participé à tous les grands plissements si réguliers de ce massif, aussi bien que la Mollasse d'eau douce supérieure qui lui est superposée[3]. Le premier étage prend ici le nom de Mollasse marine supérieure ou *Muschelsandstein*. On l'observe par exemple dans le Jura neuchâtelois, au Locle et à la Chaux-de-Fonds, où il renferme à l'état de galets roulés des fragments de Crétacé inférieur ; c'est là une preuve qu'une partie du Jura avait été déjà émergée avant cette époque[4]. Néanmoins, grâce aux plissements, il atteint à la Chaux-de-Fonds l'altitude de 1 040 mètres. Dans les vallées longitudinales

[1. La mer pliocène a remonté encore un peu plus au nord jusqu'à Loire (Rhône), à 25 kilomètres à peine au sud de Lyon.]

2. Fontannes, *Études, etc.*, VI, *Le bassin de Crest*, pl. A, B, C.

[3. Pour les régions comprises entre la vallée du Rhône et la plaine Helvétique, voir H. Douxami, *Études sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse Occidentale*, in-8°, Lyon et Paris, 1896.]

4. A. Jaccard, *Description géologique du Jura Vaudois* (Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, II, 1869), p. 106 et suiv.

du Jura bernois, il s'accompagne de *Nagelfluh*, dont les éléments proviennent des Vosges ou de la Forêt-Noire[1].

La puissance du premier étage est cependant assez faible dans l'intérieur du Jura et divers indices témoignent du voisinage de la côte.

A Chambéry, la Mollasse marine repose, selon Studer, sur la Mollasse d'eau douce inférieure; au lac du Bourget elle s'adosse en couches fortement redressées contre le calcaire à rudistes et il en est de même à Seyssel[2]; à la Perte-du-Rhône, Renevier l'a observée en position horizontale sur le Crétacé[3].

Nous arrivons maintenant à l'intérieur de la région mollassique de la Suisse. La Mollasse marine repose là sur la Mollasse d'eau douce inférieure, qui comprend des couches marines ou saumâtres, de l'âge des faluns de Bazas à Bordeaux, c'est-à-dire de la fin de l'Oligocène; sur la Mollasse marine vient la Mollasse d'eau douce supérieure[4]. La structure de cette région a été bien souvent indiquée. Les couches de la Mollasse sont relevées sur le front des Alpes et deviennent horizontales en s'éloignant des montagnes. La Mollasse marine se suit tout le long de l'*anticlinal de la Mollasse,* et quitte la Suisse à Bregenz, pour se poursuivre en Bavière dans la direction de Kempten. La bande du nord est ici horizontale et se prolonge à travers le lac de Constance vers le bord de la Rauhe Alp.

Là, comme on l'a déjà vu à plusieurs reprises, nous voyons l'un des côtés de la région qui nous occupe constitué par le bord plissé d'une chaîne, tandis que l'autre côté répond d'abord à la fracture du Danube, puis au bord méridional du massif de la Bohême. Nous avons ainsi une zone méridionale ou sub-alpine et une zone septentrionale de Mollasse marine, tandis que les formations plus récentes recouvrent plus ou moins complètement la plaine intermédiaire; mais ici également, la zone méridionale ne peut pas être regardée comme une véritable ligne de rivage.

1. J.-B. Greppin, *Le Jura Bernois* (Matériaux, etc., VIII, 1870), p. 176.
2. B. Studer, *Geologie der Schweiz*, II, p. 434.
3. E. Renevier, *Mémoire géologique sur la Perte du Rhône* (Mém. Soc. Helvét. Sc. Nat., XIV, 1855).
[4. L'attribution de la Mollasse marine de Suisse tout entière (étage Helvétien) au premier étage méditerranéen a été remise en question dans ces derniers temps. M. Depéret pense que la base seulement de cette Mollasse (*Muschelsandstein*) appartient au premier étage, tandis que les couches supérieures de Saint-Gall et de Berne représenteraient la base du deuxième étage, c'est-à-dire le niveau de Grund en Autriche (*Note sur la classification et le parallélisme du système miocène*, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXI, 1893, p. 237).]

Cette zone méridionale court, d'après les recherches de Gümbel, toujours à peu près à la même distance des Alpes calcaires, depuis Bregenz par Scheffau, Kempten, Peissenberg, et enfin Traunstein jusqu'au voisinage immédiat de la Salzach[1]. Elle ne paraît pas pénétrer en Autriche. Nous avons ainsi établi que, partant du mont Luberon sur la Durance, sorte de chaînon E.-W. détaché des Alpes par inflexion, puis en remontant la vallée du Rhône par Montélimar, ensuite par Chambéry à travers toute la Suisse, le Vorarlberg et toute la Bavière, de la Durance à la Salzach, les couches marines du premier étage méditerranéen ont été relevées en avant de la bordure plissée de la grande chaîne, qui, au moins pour sa zone extérieure, s'est élevée sur une région qui faisait jadis partie de la Méditerranée.

La zone septentrionale horizontale de la Mollasse marine ne recouvre pas les termes inférieurs de la formation tertiaire, mais s'étend sur des terrains bien plus anciens, le plus souvent sur les calcaires jurassiques de la Rauhe Alp. C'est le prolongement de la zone désignée en Suisse sous le nom de Mollasse marine *subjurassienne*. Sur les pentes du Randen, on l'observe d'après Schill à plus de 800 mètres d'altitude[2]; non loin de là, dans la région volcanique du Höhgau, elle a été diversement disloquée et elle se prolonge au loin vers le nord-est, à peu près le long du bord de la Rauhe Alp. La continuité de la bande est souvent masquée par l'érosion ou par des revêtements superficiels, mais on peut la suivre avec évidence jusqu'au bord du Bayrischer Wald, où elle repose tantôt sur les roches archéennes, tantôt sur les lambeaux jurassiques de la région de Passau, par exemple à Ortenburg où elle est remarquable par sa richesse en fossiles[3]. De nombreux lambeaux montrent son prolongement le long du bord du massif de la Bohême, par Linz, Wallsee, Mölk, Wiedendorf près Krems, Grübern, Meissau, Eggenburg, et on observe ses dernières traces près Unter-Nalb, dans le voisinage de Retz.

Cette zone a donc également une extension longitudinale fort grande, depuis la Suisse jusque tout près de l'endroit où la Thaya quitte les terrains anciens pour s'étaler dans la plaine (p. 277).

Vers l'est il faut noter quelques particularités. Tandis que du côté de l'ouest, comme on l'a dit plus haut, les sables marins repo-

1. Gümbel, *Geognostische Beschreibung des Königreichs Baiern*, I, p. 756 et suiv.
2. J. Schill, *Die Tertiär-und Quartär-Bildungen des Landes am nördlichen Bodensee und im Höhgau*, in-8°, Stuttgart, 1858, p. 33, 102 et ailleurs.
3. Gümbel, *Geognostische Beschreibung des Königreiches Baiern*, II, p. 784.

sont en général directement sur les terrains anciens, et que près de Linz, des sables blancs avec débris de *Squalodon* et autres mammifères marins représentent le terme principal de cette zone; on observe par contre à Mölk, au-dessous des sables blancs, des argiles à *Cerithium margaritaceum*, *Ostrea fimbriata*, avec lits charbonneux, rappelant le substratum saumâtre de la zone méridionale dans la région sub-alpine de la Suisse et de la Bavière[1].

A Meissau, dans la Basse-Autriche, on observe une véritable ligne de rivage au pied du massif du Mannhart, où les Balanes, suivant les observations déjà anciennes de M. Hörnes, sont encore fixées sur des rochers granitiques arrondis par l'action marine. A l'ouest de Meissau, on voit à Horn un grand lambeau de ces couches affaissé dans les terrains anciens; c'est ce qu'on appelle *le bassin de Horn*, où se trouvent les particularités les plus intéressantes. La base est formée par les couches saumâtres de Molt à *Cerithium margaritaceum* qui représentent les couches charbonneuses de Mölk. Puis viennent les sables de Loibersdorf avec le grand *Cardium Kübecki*, et les autres types à faciès américain déjà signalés plus haut : cet horizon, peu puissant et contenant beaucoup d'espèces oligocènes, a été reconnu jusqu'en Transylvanie, mais fait défaut jusqu'ici dans l'Europe occidentale. L'horizon suivant est celui de Gauderndorf, qui est tout à fait comparable à la Mollasse marine de Saint-Gall; enfin au-dessus sont les formations littorales d'Eggenburg et de Meissau[2].

Ainsi la zone méridionale se termine à la Salzach, tandis que la zone septentrionale se prolonge jusqu'au voisinage de la Thaya.

Plus au nord, les traces de la première zone méditerranéenne sont rares et mal caractérisées. Les seuls indices certains se montrent sur le bord externe des Carpathes, dans le voisinage de Mautnitz près Seelowitz, dans le nord de la Moravie[3]. On observe en ce point

1. F. Pošepný, *Oligocäne Schichten bei Pielach nächst Melk* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XIV, 1865; Verhandl., p. 165). J'ai également trouvé en ce point des fragments de cyrène.

[2. Les couches d'Eggenburg ont fourni aux recherches de M. Krahuletz d'intéressants débris de vertébrés marins et terrestres, tels que : *Brachyodus onoideus*, *Metaxytherium Krahuletzi*, *Testudo noviciensis*, *Trionyx*, *Crocodilus eggenburgensis*. La plus importante de ces espèces est le *Brachyodus*, genre nouveau de la famille des Anthracothéridés, qui se retrouve en France dans les sables de l'Orléanais (1er étage méditerranéen) et doit être considéré dans l'état actuel comme tout à fait caractéristique de ce 1er étage (Ch. Depéret, *Über die Fauna von miocänen Wirbelthieren aus der ersten Mediterranstufe von Eggenburg*, Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien., CIV, Abth. I, 1895, p. 395-416, 2 pl.).]

3. *Untersuchungen ueber den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen* (Sitzungsber. k. Akad. Wien, LIV, 1. Abth., 1866, p. 87-152).

l'horizon de Gauderndorf et peut-être celui d'Eggenburg. Dans la région carbonifère d'Ostrau, le premier étage paraît aussi représenté et, au-dessous de lui, se montrent des tufs basaltiques avec grandes coquilles marines, qui appartiennent au niveau de Loibersdorf.

Au nord de ce bassin carbonifère et plus loin tout le long du bord externe des Carpathes, je ne connais jusqu'à ce jour aucune indication certaine de la présence du premier étage.

On voit donc que dans cette première phase de transgression, la Méditerranée s'est étendue jusqu'au sud des grands horsts de l'Europe occidentale et a entouré le grand noyau actuel des Alpes d'un bras de mer, dont nous ne pouvons déterminer qu'approximativement l'ancienne largeur. Du côté des Alpes Suisses et Bavaroises nous ne voyons que les têtes de couches redressées; vers le nord le bord de la Rauhe Alp et le bord sud du massif de la Bohême correspondent à peu près à l'ancien rivage, mais les formations marines se continuent par des couches saumâtres dans la direction de la vallée du Rhin, où l'horizon du calcaire à cérithes de Mayence doit être considéré comme synchronique de l'ensemble ou au moins de la base du premier étage méditerranéen. Cet étage apparaît non seulement dans le fond de la vallée du Rhin, mais encore sous la forme de lambeaux disséminés près de Darmstadt. Ces lambeaux confirment l'hypothèse que l'extension actuelle des couches tertiaires près de Mayence a été autrefois bien plus vaste, et que le grand sillon de fracture du Rhin est plus récent que ces couches[1]. —

Il n'est pas dans mon intention de poursuivre au sud en détail les affleurements connus du premier étage méditerranéen. Pour les questions qui nous occupent, il suffira de savoir que ces affleurements nous fournissent la preuve que la transgression de la Méditerranée a été fort importante dans le Sud de l'Europe et dans une grande partie de la région méditerranéenne actuelle. Cependant le premier étage n'a pas été signalé, à ma connaissance, sur le bord interne fracturé des Carpathes; il n'a pas été observé non plus dans le bassin d'effondrement de Vienne entre la zone du Flysch et les montagnes de la Leitha, de même que le long du bord fracturé des Alpes aux environs de Güns et de Gratz, ainsi que dans les bassins d'affaissement du bord interne de l'Apennin. Pourtant il existe en plusieurs endroits dans l'intérieur de la plaine hongroise; à Korod, en

1. Voir par exemple, sur ce point, R. Lepsius, *Das Mainzer Becken*, in-4°, 1883, p. 113 et ailleurs.

Transylvanie, on retrouve les couches de Loibersdorf. Dans le sud de la Styrie et en Carniole, cet étage a un grand développement et se trouve au fond de grands synclinaux dirigés E.-W. Les couches de Schio et les sables verts de Bellune le représentent dans les Alpes Méridionales; il faut également y comprendre les sables serpentineux de Turin[1] et les calcaires du Monte Titano sur le bord externe de l'Apennin, ainsi que les couches inférieures de l'île de Malte.

On connaît cet horizon en Corse et en Sardaigne, ainsi que sur le littoral algérien. Th. Fuchs a reconnu parmi les fossiles rapportés du Maroc par Lenz le *Pecten Beudanti,* type caractéristique du premier étage. L'échantillon provient de la région tertiaire de Fez[2].

Laissons maintenant de côté ces observations faites dans l'ouest, pour nous reporter à une série de données recueillies dans l'est et qui jettent une lumière inattendue sur le passé de la Méditerranée.

La région de la mer Noire, de la mer de Marmara et de l'Archipel est jusqu'ici dépourvue de toute trace du premier étage méditerranéen. La Roumélie et l'Anatolie formaient alors, de même que bien plus tard, comme on le verra plus loin, un massif continental compact, au sud et à l'est duquel se voient cependant des traces de l'ancienne extension de la Méditerranée. Ces traces consistent en lambeaux très fossilifères qui, bien que rendus discontinus par les plissements et par l'érosion, se montrent parfois à des altitudes surprenantes sur les roches anciennes. Il est toutefois impossible de faire, d'après les travaux publiés, la part qui revient dans ces lambeaux au premier et au deuxième étage; mais il n'est pas douteux que les deux étages ne soient représentés dans cette région.

Le premier de ces lambeaux se trouve en Carie, près du village de Germano, au pied sud de la chaîne du Lida, à l'est de l'île de Cos; il se continue vers le nord-est par une série d'affleurements importants, et plus loin encore dans la même direction, sur les hauteurs du Davas Dagh, à plus de 1360 mètres d'altitude, on

[1. Les sables serpentineux de Turin à *Cardita Jouanneti* paraissent appartenir non au premier étage, mais à la base du deuxième (Ch. Depéret, *Sur le Miocène de l'Italie du Nord*, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXI, 1893, Comptes rendus sommaires, p. LXII).]

2. O. Lenz, *Beiträge zur Kenntniss der Tertiärbildungen in Nord-und Westafrika* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1883, p. 229).

observe, en trangression sur les terrains anciens redressés, un témoin de couches méditerranéennes marines, très fossilifères. Ce gisement a été découvert et décrit par Tchihatcheff[1].

Un deuxième groupe de lambeaux a été reconnu dans le sud de la Lycie. Spratt et Forbes ont observé ces couches en plusieurs points; le premier affleurement se trouve à Arsa, sur la rive gauche du Xanthe; le deuxième à Saaret près d'Antiphellus, à plus de 800 mètres au-dessus de la mer; le troisième à Gendever sur le flanc ouest de la vallée de Kassabar à 900 mètres d'altitude; le quatrième enfin à Armutli, à l'extrémité sud du plateau d'Armali, haut de 2 000 mètres[2]. Plus loin encore vers le nord-est, aux environs de Tshobansa, à l'autre extrémité de ce plateau, Tchihatcheff a observé des traces des mêmes couches.

Dans la Cilicie Pétrée, ces couches constituent des affleurements continus et, d'après Tchihatcheff, se suivent dans la vallée de Gueuk-su depuis le bord de la mer jusqu'au delà d'Ermenek, entourent ensuite la chaîne ancienne du Topguedik Dagh et atteignent à Boyalar, non loin de Karaman, la hauteur de 1 318 mètres. De Karaman, elles se dirigent vers le sud-est en bordant les terrains anciens et s'étendent le long de la côte vers Tarse et Adana[3].

Les couches méditerranéennes des environs de Tarse sont remarquables par leur grand développement et par leur richesse en débris organiques. Russegger les a bien observées depuis longtemps et les a suivies dans la vallée supérieure du Saïhoun jusque fort loin dans les montagnes; selon le même observateur, elles sont extrêmement riches en fossiles près du village de Hudh, au pied oriental du Boulghar Dagh[4].

Mais les couches méditerranéennes ne se terminent pas avec cette vaste région. Les courageux voyages de Tchihatcheff ont montré leur prolongement sous forme de lambeaux isolés au loin dans l'intérieur du pays, dans une proximité surprenante de la côte de la mer Noire.

Très loin vers le nord, à l'est de Tokat, entre Alus et Terzi, sur le

1. P. de Tchihatcheff, *Asie Mineure*, 4e partie, *Géologie*, III, in-8°, 1869, p. 15-20; voir également Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., XI, 1854, p. 393.

2. T. A. B. Spratt and Ed. Forbes, *Travels in Lycia, Milyas and the Cibyratis*, in-8°, 1847, II, p. 169-175; voir, ci-dessous, p. 407, la note 1 sur quelques-unes des localités en question. [Voir aussi, sur cette région, E. Tietze, *Beiträge zur Geologie von Lykien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXV, 1885, p. 283-384, carte géol., pl. VI).]

3. Tchihatcheff, *Asie Mineure*, IV, 3, p. 27-60.

4. J. Russegger, *Reise in Griechenland, Unter-Egypten, im nördlichen Syrien und südöstlichen Kleinasien*, in-8°, II, 1843, p. 607, 628, et ailleurs; voir aussi sa *Geognostische Karte des Taurus*, in-folio, Wien, 1842.

cours supérieur du Yeschil-Irmak (appelé ici Derekojun-sou), on observe des grès et des calcaires jaunâtres à *Pecten planecostatus* et *Anomia costata*. Un grand lambeau existe plus à l'est, au sud d'Enderes; on y a recueilli le *Pecten planecostatus* et le *Pecten scabrellus*. Au sud-est de ces points, les mêmes couches réapparaissent sur le cours supérieur de l'Euphrate, mais malgré leur voisinage de la mer Noire, il importe de remarquer qu'elles restent séparées de cette mer par une puissante chaîne de montagnes[1].

Il est ainsi hors de doute que la configuration de la partie orientale de l'Asie Mineure a subi à une époque récente de très grands changements, et que la Méditerranée a recouvert autrefois une grande partie de cette région. Le gisement de Hudh, quoique situé fort loin dans les terres, doit être rapporté, d'après la liste de fossiles qu'a publiée F. von Hauer, au deuxième étage[2]; je considère les affleurements plus septentrionaux comme appartenant au premier étage. —

Si inattendues que puissent être ces observations, elles n'ont cependant acquis toute leur portée que depuis que les vastes recherches de Abich nous ont fait connaître les grands traits de la structure de l'Arménie, de l'Azerbeidjan et de l'isthme caucasien. Ces recherches nous apprennent que les couches fossilifères du premier étage méditerranéen, dans la partie méridionale de cette région, ont été morcelées et portées à de grandes hauteurs par des mouvements du sol d'âge récent, et que ces couches s'étendent dans le bassin de l'Euphrate au voisinage du col de Sipinkör, au nord d'Erzinghan jusqu'au delà de Mamatchutun dans le pays de Terdjan (à l'ouest d'Erzeroum). Elles n'atteignent cependant point le haut plateau d'Arménie au nord de l'Araxe, où on n'a signalé jusqu'ici que des couches oligocènes, mais elles se prolongent au loin vers le sud-est et prennent un grand développement dans les îles et sur les bords du lac d'Ourmiah. Là, elles reposent en discordance sur un substratum paléozoïque[3].

De cette région, les formations marines méditerranéennes s'étalent fort loin sur le plateau iranien, et Th. Fuchs a pu reconnaître la présence des couches inférieures du premier étage, grâce aux

1. Tchihatcheff, Ouvr. cité, p. 95, 97, 101, 110.

2. F. von Hauer (dans Haidinger, Berichte über Mittheil. d. Naturwiss., Wien, IV, 1848, p. 311, 312).

3. H. Abich, *Ueber den Steinsalz und seine geologische Stellung im russischen Armenien* (Mém. Acad. Sc. St.-Pétersbourg, 6e sér., VII, 1857, p. 61-150, 10 pl.); et surtout *Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern, II : Geologie des armenischen Hochlandes*, in-4°, 1882, p. 210-327.

collections rapportées par Tietze des montagnes du Siakouh, au sud-est de Téhéran[1].

Fuchs insiste expressément sur ce fait que la faune de mollusques des montagnes du Siakouh présente encore tout à fait le caractère d'une faune tertiaire méditerranéenne. Tchihatcheff a établi que les plus septentrionaux de ces affleurements n'avaient eu aucune communication avec les bords de la mer Noire; de même, Tietze a montré que ni ces couches, ni les formations salifères dont il va être question plus loin, n'ont été observées sur le versant caspien de l'Elbourz[2]. —

Les couches oligocènes de l'horizon de Castel Gomberto ont été reconnues dans les Antilles; on les retrouve dans le Sud de l'Europe; Abich les a fait connaître en Arménie.

De même le premier étage méditerranéen s'étend des Açores et de Madère à travers l'Europe jusqu'en Perse. Il pénètre des bords de l'Atlantique dans le golfe de la Garonne entre le Plateau Central et la bordure nord des Pyrénées, sans avoir atteint par cette voie, semble-t-il, la région de la Méditerranée actuelle. Par contre, il s'est établi une large communication par le détroit andalou entre la Cordillère Bétique et la Meseta ibérique; peut-être une communication existait-elle aussi plus au sud par Fez. Cette mer s'avance du sud sur le Plateau Central français, s'étend sur la plus grande partie des chaînes du Jura actuel, présente probablement vers le nord, dans la vallée d'affaissement du Rhin, une expansion saumâtre, baigne le pied de la Rauhe Alp et du Jurassique de Passau, contourne le massif de la Bohême pour atteindre, par le bord extérieur du Mannhart et le pied des montagnes dévoniennes au nord de Brünn, les confins septentrionaux de la Moravie.

Ensuite sont survenus de grands changements: du golfe du Lion jusqu'au voisinage de Salzbourg, on voit les dépôts de cette mer plissés en avant de la lisière des Alpes, et la transformation du massif montagneux a été si considérable que l'on peut à peine reconnaître aujourd'hui quelques-uns des traits principaux de l'ancien état de choses. On peut encore voir que cette mer s'est étendue vers l'est jusqu'en Transylvanie et que ses dépôts se montrent dans

1. Th. Fuchs, *Ueber die von Dr.* E. Tietze *aus Persien mitgebrachten Tertiärversteinerungen* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XLI, 1879, Abth. 2, p. 99-108, 6 pl.; Sitzungsber., LXXXI, 1880, Abth. 1, p. 97-100, pl.). [Voir aussi A. Rodler, *Bericht über eine geologische Reise im westlichen Persien* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien., XCVIII, Abth. I, 1889, p. 28-39).]

2. E. Tietze, *Bemerkungen über die Tektonik des Alburgsgebirges* (Jahrb. k. k. Geol Reichsanst., XXVII, 1877, p. 414).

la région montagneuse littorale du Nord de l'Afrique, en Italie, en Sicile et dans l'île de Malte. Mais ils manquent dans la presqu'île des Balkans, sur les bords de la mer Noire et dans l'Asie Mineure occidentale.

Sur le bord méridional de l'Asie Mineure, on retrouve ces couches et on peut les suivre sous forme de lambeaux isolés au nord jusqu'à la vallée du Yeschil-Irmak et jusqu'au cours supérieur de l'Euphrate, puis par delà le lac d'Ourmiah jusque sur le haut pays de l'Iran.

Quel que puisse être le degré d'extension et de perfectionnement auquel nos connaissances sur ce sujet soient susceptibles d'atteindre dans le détail, on peut du moins, à la suite des efforts de tant d'observateurs, considérer comme un résultat certain qu'à l'époque où, pour la première fois, la faune marine présente les principaux traits caractéristiques de la faune actuelle de la Méditerranée, cette mer a entouré le massif actuel des Alpes et s'est étendue vers l'est jusqu'au delà de Téhéran.

Par quelles étapes a passé la Méditerranée depuis cette première phase jusqu'à son état actuel? C'est ce que nous allons maintenant essayer d'analyser.

Le Schlier. — Il va être question maintenant de l'un des épisodes les plus remarquables dans l'histoire de la Méditerranée. La première grande phase d'expansion de la Méditerranée avec ses couches variées d'argiles, de sables et de calcaires, qui témoignent d'une infinie variété dans la nature des apports sédimentaires, est maintenant passée et à sa place se montre une mer qui a déposé sur une étendue extrêmement vaste une vase uniforme, d'un gris bleuâtre, souvent mélangée de paillettes de mica; cette vase s'est transformée en une Mollasse marneuse, peu plastique, tantôt schistoïde, tantôt dure et compacte, qui, dans la Haute-Autriche, est connue sous le nom de *Schlier*. On y observe fréquemment, depuis la Haute-Autriche jusqu'à la Galicie, des lentilles de graviers bien lavés; dans l'Apennin, on y observe aussi des intercalations de sables serpentineux. Les vrais calcaires y font absolument défaut; en revanche, le Schlier est souvent escorté de sources iodées ou magnésiennes, de bancs de gypse ou de sel, et à Kalusch, au pied nord des Carpathes, de sels potassiques; tous ces sels sont le produit d'une évaporation très avancée des eaux de la mer.

Partout, cet horizon contient une faune uniforme, d'un caractère très particulier. *Aturia Aturi, Solenomya Doderleini, Axinus*

angulatus, *Pecten denudatus*, *Spatangus austriacus* sont les formes les plus caractéristiques; les polypiers sont presque exclusivement des polypiers simples; parfois on observe une multitude de coquilles de ptéropodes.

Il est singulier que ce puissant horizon du Tertiaire, si bien caractérisé par la constance de tous ces caractères, ait échappé aux anciens observateurs.

En 1852, C. Ehrlich, de Linz, décrivait le Schlier d'Ottnang dans la Haute-Autriche[1]. L'année suivante, M. Hörnes publiait une liste de mollusques d'Ottnang et les rapprochait complètement de ceux du Tegel de Baden près de Vienne et des formations d'eau profonde du deuxième étage méditerranéen[2]. En 1866, j'identifiais avec le Schlier d'Ottnang les marnes gris-bleuâtres à écailles de poissons du bassin extra-alpin de Vienne; je pouvais déjà montrer que le Schlier était un terme particulier du Tertiaire, superposé au premier étage méditerranéen, terme auquel il fallait attribuer les sources magnésiennes de Laa dans la Basse-Autriche et beaucoup d'autres sources semblables; enfin je pouvais aussi exprimer l'hypothèse que vers le nord, les fameuses mines de sel de Wieliczka devaient être rapportées à ce niveau[3].

Depuis cette époque, le Schlier a été retrouvé avec les mêmes caractères en beaucoup d'autres points de l'Autriche et de la Hongrie; puis Th. Fuchs annonçait en 1872 l'importante découverte que le Schlier autrichien se rencontrait en Italie, et montrait lui-même peu de temps après que les puissantes montagnes mollassiques, qui sous des formes hardies, et coupées par le Reno, forment le bord extérieur de l'Apennin en amont de Bologne, contiennent les mêmes fossiles caractéristiques, tels que *Aturia Aturi*, *Solenomya Doderleini*, *Pecten denudatus*, etc., et qu'elles occupent la même situation tectonique que le Schlier sur le bord extérieur des Carpathes[4]. Enfin en 1876, Fuchs rapportait d'une visite à Malte et à

1. C. Ehrlich, *Geognostische Wanderungen im Gebiete der Nord-östlichen Alpen*, in-8°, Linz, 1852, p. 72. Une première liste des foraminifères, due à Reuss, est jointe à ce mémoire.

2. M. Hörnes, *Verzeichniss der in Ottnang vorkommenden Versteinerungen* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., IV, 1853, p. 190); voir aussi Reuss, *Foraminiferen von Ottnang* (Ibid., XIV, 1864, Verhandl., p. 20); ce groupe a été étudié plus tard par F. Karrer, *Ueber die Foraminiferen des Schlier in Niederösterreich und Mähren* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LV, 1867, p. 331-349).

3. *Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen* (Ibid., LIV, 1866, p. 127).

4. Th. Fuchs, *Geologische Studien in d. Tertiär-Bildungen Süditaliens* (Ibid., LXVI, 1. Abth., 1872, p. 48); *Die Gliederung der Tertiär-Ablagerungen am Nordabhange der Appenninen von Ancona bis Bologna* (Ibid., LXXI, 1. Abth., 1875, p. 164). Voir aussi

Gozzo la preuve que là aussi il existe, entre le premier et le deuxième étage méditerranéen, des couches argileuses et marneuses avec *Aturia Aturi*, *Pecten denudatus*, et autres fossiles caractéristiques du Schlier[1]. Plus récemment, Rud. Hörnes pour le nord[2] et Manzoni pour la région de Bologne[3] ont confirmé ces résultats par des travaux paléontologiques; on peut donc, non seulement sur le bord nord des Alpes Orientales, mais encore depuis le bord nord des Carpathes jusqu'à Malte, reconnaître le Schlier comme un étage particulier, indépendant, à caractères très remarquables, intercalé entre le premier et le deuxième étage[4].

Son extension, d'après l'état actuel des connaissances, est la suivante :

Le Schlier commence dans la partie tout à fait orientale de la Bavière. Il s'étend dans la Haute-Autriche, recouvert par les formations récentes de la plaine, depuis la lisière des Alpes jusqu'au bord du massif de la Bohême[5]. Il constitue aussi plus loin vers l'est le sous-sol de la plaine, de la pointe méridionale du massif de la Bohême jusqu'aux Alpes, repose à l'est de Krems directement sur des éperons granitiques, et à Grübern, au sud de Meissau, immédiatement au-dessus de la partie supérieure du premier étage méditerranéen. Dans les points où ce dernier fait défaut par érosion, il s'appuie sur les montagnes primitives. Il s'étend ensuite, souvent recouvert par des lambeaux du deuxième étage, par-dessus la ligne de partage des eaux de l'Europe, constitue la plus grande partie du

Manzoni, *Lo Schlier di Ottnang nell' Alta Austria e lo Schlier delle Colline di Bologna* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, 1876, VII, p. 122-132), et dans beaucoup d'autres publications.

1. Th. Fuchs, *Das Alter der Tertiärschichten von Malta* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien. LXX, 1. Abth., 1874, p. 92-102); et *Ueber den sog. « Badner Tegel » auf Malta* (Ibid., LXXIII, 1. Abth., 1876, p. 67-73).

2. R. Hörnes, *Die Fauna des Schliers von Ottnang* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXV, 1875, p. 333-400, pl. X-XV).

3. A. Manzoni, *Gli echinodermi fossili dello Schlier delle Colline di Bologna* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XXXIX, 1878, Abth. 2, p. 149-164, 4 pl.); et *Echinodermi fossili della Molassa serpentinosa* (Ibid., XLII, 1880, Abth. 2, p. 185-190, 3 pl.).

4. Je maintiens ici son indépendance. On a parfois regardé le Schlier comme l'équivalent de mer profonde du premier étage, vue à l'appui de laquelle je ne vois aucune raison décisive; récemment, on l'a attribué au deuxième étage, à cause de la présence d'un très grand nombre d'espèces caractéristiques de ce dernier. Mais, de même que la faune actuellement vivante dans la Méditerranée comprend des éléments de provenance diverse, cela est également vrai pour chacune des faunes antérieures, et l'étude exclusive des catalogues d'espèces peut facilement conduire à des conclusions erronées. C'est l'ensemble des conditions physiques qu'il faut avoir en vue, et lorsqu'on arrive à suivre une formation sur de grands espaces au moyen de la constance de ses caractères, cette formation devient elle-même la marque d'un épisode particulier du passé et doit être désignée comme telle

[5. Voir Franz E. Suess, *Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern* (Annalen k. Naturhist. Hofmuseums, VI, 1891, p. 407-429).]

toit des couches du bassin carbonifère d'Ostrau, puis pénètre vers Troppau et la Silésie prussienne. Nombreuses sont, à partir des sources iodées de Hall dans la Haute-Autriche, les traces des divers produits d'évaporation de la mer; quand le Schlier affleure lui-même sans revêtement sur une grande étendue, il constitue souvent des surfaces couvertes de blanches efflorescences, imperméables, garnies d'une végétation de plantes salines, et désignées sous le nom de *Nassgallen*. Les lentilles de graviers intercalés dans le Schlier, au toit du terrain houiller, dans le bassin d'Ostrau, se montrent, lorsque la sonde les atteint pour la première fois, imprégnées d'eau légèrement salée ou iodée; tel est le cas, par exemple, sous l'emplacement des bains iodés de Gotschalkowitz. En Silésie abondent les couches de gypse et les sources légèrement salées.

Étudions maintenant le bord des montagnes.

Au point où le premier étage méditerranéen disparaît sur la Salzach, le Schlier s'appuie sur le bord de la zone du Flysch, et il se montre, dans les quelques rares points où des observations ont été faites, plissé et redressé. C'est ainsi qu'il se prolonge vers l'est. A Staats, dans la Basse-Autriche, il forme un pli bien visible entre la ligne d'affaissement de la zone du Flysch et un éperon avancé de calcaire jurassique. Dans la région de Seelowitz en Moravie, il est si bien développé que Rzehak a pu tenter d'y reconnaître plusieurs subdivisions distinctes[1].

Franchissant maintenant la région carbonifère déjà signalée d'Ostrau, nous rencontrerons bientôt, suivant la lisière de la zone du Flysch, les importantes couches salifères de Wieliczka, dont nous avons indiqué plus haut les plissements (p. 280). *Pecten denudatus, Solenomya Doderleini* et avec eux, beaucoup d'autres espèces marines, qui se rencontrent dans les couches du deuxième étage méditerranéen, accompagnant le sel. Les couches salifères se suivent à travers toute la Galicie et la Bukowine, formant une zone large de 30 kilomètres environ au pied des montagnes, et en plus de deux cents endroits la salinité se manifeste par des affleurements ou par des sources[2].

Dans l'avant-pays, on observe le prolongement de cette zone plissée, mais sous forme de couches horizontales. D'après les observations de Kontkiewicz, il existe au nord de la Vistule, dans le sud-

1. A. Rzehak, *Ueber die Gliederung und Verbreitung der älteren Mediterran-Stufe bei Gross-Selowitz* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1880, p. 300-303).

2. M. Kelb, *Die Soolequellen von Galizien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVI, 1876, p. 135, 169, pl. XIV).

est du royaume de Pologne, et reposant sur la Craie, des marnes grises à *Ostrea cochlear, Pecten cristatus* et *Pecten Coheni*, recouvertes par du gypse. Cette série gypsifère à *Pecten* doit être considérée comme l'équivalent de la zone saline des Carpathes[1].

Cette même succession se présente, d'après Lomnicki, aussi bien à Lemberg que dans toute la région moyenne de la Galicie orientale. Les recherches détaillées de Hilber montrent, au-dessous du gypse, la présence de *Pecten denudatus* et de *Pecten Coheni* du Schlier associés à un grand nombre de formes qui remontent dans le deuxième étage ; le gypse est à son tour recouvert par le deuxième étage méditerranéen [2].

La zone salifère des Carpathes se prolonge du sud de la Bukowine à travers la Moldavie[3] ; au nord de Ploesci en Valachie, on observe encore les couches salifères du Schlier, reposant sur le flanc de la chaîne reployée ici vers le sud-est[4]; mais plus à l'ouest, des couches plus jeunes viennent s'appuyer sur le bord sud des montagnes de Fogaras, et la zone salifère a disparu[3].

Ainsi la zone de formations marines, caractérisées par divers produits d'évaporation des eaux de la mer, s'étend depuis les sources iodées de Hall à travers toute la Basse-Autriche et la Moravie vers la Silésie et constitue une puissante zone salifère sur tout le bord extérieur des Carpathes jusqu'en Valachie. Dans la plaine du sud-ouest de la Pologne et de la partie adjacente de la Galicie, cette zone contient du gypse. Quelques fossiles faciles à reconnaître, comme

1. St. Kontkiewicz, *Kurzer Bericht über die von ihm ausgeführte Geologische Untersuchungen im südwestlichen Theile v. Königreich Polen* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1881, p. 66-69). Le gypse se présente immédiatement au-dessus de la couche à *Pecten*, en un banc formé de cristaux gigantesques atteignant 2 mètres de hauteur et placés verticalement les uns à côté des autres. — A mon grand regret, la deuxième partie de l'excellente monographie de Wieliczka, par J. Niedzwiedzki, ne m'est parvenue que pendant l'impression de cet ouvrage ; les résultats de ses consciencieuses recherches concordent sur tous les points essentiels avec les vues adoptées ici (J. Niedzwiedzki, *Beiträge zur Kenntniss der Salzformation von Wieliczka und Bochnia*, 2 parties, in-8°, Lemberg, 1883-84).

2. M. Lomnicki, *Einiges über die Gypsformation in Ostgalizien* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1880, p. 272-275); pour la faune, voir Hilber, *Geologische Studien in das ostgalizische Miocängebiet* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXII, 1882, p. 292-297).

3. V. Gr. Cobalcescu, *Ueber einige Tertiärbildungen in der Moldau* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1883, p. 152-157).

4. C. D. Pilide, *Ueber die Neogene Becken nördlich von Ploesci* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVII, 1877, p. 132, 140); Paul, Verhandl., 1881, p. 93-95. Sur le plissement de ces dépôts, voir Cobalcescu, Ibid., 1882, p. 230.

5. La présence du Schlier dans le petit lambeau tertiaire de Bahna, en amont des Portes de Fer, ne me semble pas encore absolument établie; voir Stephanesco, *Note sur le bassin tertiaire de Bahna* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3e sér., V, 1877, p. 387-393, pl. V), et les observations de Tournouër, à la suite.

Pecten denudatus et *Pecten Coheni*, qui sont spéciaux au niveau du Schlier, montrent le synchronisme de ces couches horizontales de la plaine avec celles de la zone salifère plissée du pied des Carpathes. Dans les montagnes de Sandomir et un peu à l'ouest, on peut reconnaître sur une faible étendue la limite nord de ces couches ; à l'est, leur rivage est inconnu ; il devait y avoir un littoral plat à la surface de la Plate-forme Russe. —

Quittons maintenant les Carpathes et retournons vers l'ouest.

Vers la fin de la période pendant laquelle se sont formées ces couches salifères, ou immédiatement après cette période, des phénomènes tectoniques très importants se sont produits sur le bord oriental des Alpes. C'est à cette époque, ainsi que cela a été indiqué plus haut (p. 174) que le bassin intra-alpin de Vienne s'est formé, par l'effondrement du tronc d'union entre les Alpes et les Carpathes, et que s'est ouvert à travers le système alpin le défilé par lequel le Danube porte maintenant à la mer Noire une si notable partie des eaux alpines. A la même époque se sont constitués les deux grands bassins d'effondrement de Landsee et de Gratz, ainsi que le bord oriental actuel des Alpes jusqu'au Bachergebirge dans la Styrie méridionale. Sur toute cette vaste région le Schlier fait défaut, ou du moins n'est connu nulle part avec certitude. Ce sont les formations immédiatement postérieures au Schlier qui s'appuient sur le bord fracturé des Alpes.

Il en est de même, d'après R. Hörnes, pour la partie supérieure du bassin de la Save [1].

Par contre, il existe au sud du Bacher une large zone affectée de plissements est-ouest qui se continuent fort loin à l'est dans la plaine ; dans cette zone existent à la fois le premier étage méditerranéen et le Schlier.

Le Schlier s'est également déposé dans la grande plaine pannonique. Ainsi dans les grandes et remarquables coupes des terrains tertiaires à Zsibo, là où la rivière Szamos quitte la cuvette transyl-

1. Il existe à l'intérieur du bassin de Vienne quelques affleurements douteux, et d'ailleurs insignifiants, près de Gross-Russbach (voir Th. Fuchs, Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst,, XXVIII, 1868, p. 283, note) ; pour l'extension vers le sud, R. Hoernes, *Ein Beitrag zur Kenntniss der miocäuen Meeresablagerungen der Steiermark* (Mittheil. Naturw. Ver. Steierm., 1882, p. 19). Dans la Styrie méridionale et la Carniole, le Schlier est aussi désigné sous le nom de *marnes de Tüffer;* d'après les observations de Bittner, elles rappellent beaucoup, en quelques points, les *couches de Baranow*, décrites en Galicie par Hilber. Cette confirmation des vues adoptées dans cet ouvrage est d'autant plus précieuse qu'elle émane d'un observateur qui ne les partage pas (A. Bittner, *Die Tertiären Ablagerungen von Trifail und Sagor*, Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXIV, 1884, p. 457, 491, 548, 588, et ailleurs).

vanienne pour entrer en Hongrie, K. Hofmann a observé le Schlier à *Aturia Aturi* recouvrant le premier étage[1]. A l'intérieur de la grande cuvette, on observe en bordure au pied de l'hémicycle montagneux, une puissante zone continue de sel. Dans plusieurs centaines de localités, le sel affleure directement ou trahit sa présence par des sources salées, et les traces connues dans le centre du bassin montrent que cette zone n'est que le bord d'un important horizon salifère qui s'enfonce en forme de cuvette dans la profondeur de tout le bassin de la Transylvanie[2].

A l'époque de la formation de ces dépôts, l'aspect du pays devait être fort curieux. Bien que la zone salifère de la Moldavie soit plissée sur le bord extérieur des Carpathes et que les formations similaires de la Transylvanie orientale présentent une importante dislocation, nommée par Pošepný ligne salifère de Parajd, la chaîne existait déjà, bien qu'elle n'eût pas encore son relief actuel. Ceci résulte du fait qu'une partie des roches éruptives des Carpathes est plus ancienne que le Schlier. Cette chaîne était baignée sur ses deux flancs par une mer, où se déposaient de grandes masses de sel. Dans l'intérieur du massif, à l'est et au nord-est de la cuvette, s'élevaient de grands volcans, et quelques indices permettent de supposer l'existence d'une communication entre les deux mers salées dans la direction des sources de la rivière Aluta et du col d'Ojtos, ainsi que par la partie sud-est de la cuvette[3]. —

Le Schlier se montre dans la Haute-Italie sous forme de quelques lambeaux au-dessus des couches de Schio, qui représentent le premier étage méditerranéen. Dans les environs de Turin, il recouvre, plongeant au sud, à Gassino, les couches de Schio et les sables serpentineux de Turin[4], considérés par quelques observateurs comme

1. Th. Fuchs, Neues Jahrb. f. Min., 1881, *Referate*, p. 99. Koch et Kürthy ont montré que, dans le nord-ouest de la Transylvanie, les grandes dislocations tombent comme dans les Alpes Orientales entre le 1er et le 2e étage méditerranéen, de manière que ce dernier s'adosse en discordance contre les sables de Korod, appartenant au 1er étage (*Petrographische und tektonische Verhältnisse der tvachytischen Gesteine des Vlegyásza Stockes*, Siebenbürg. Mus. Verein, Klausenburg, 1878, p. 385).

2. Voir, pour un aperçu de ces riches gisements, F. von Hauer und G. Stache, *Geologie Siebenbürgens*, in-8°, 1868, p. 102-110, et F. Pošepný, *Studien aus den Salinengebiete Siebenbürgens* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XVII, 1867, p. 475-516 et XXI, 1871, p. 123-188, pl.); F. Herbich, *Das Széklerland*, in-4°, Budapest, 1878, p. 261-266.

3. Hauer und Stache, Ouvr. cité, p. 290; Pošepný, Mém. cité, 1871, p. 147. J'ai cru pouvoir passer sous silence les anciennes opinions de Coquand sur l'âge des gites de sel.

[4. La masse principale des marnes langhiennes à ptéropodes est au-dessous, et non au-dessus, des sables de Turin; mais il existe au-dessus des sables serpentineux une récurrence des mêmes marnes à ptéropodes, bien moins puissantes que les marnes inférieures.]

représentant le Schlier lui-même. On retrouve le Schlier reposant sur le bord septentrional de l'Apennin jusque vers Acqui et Serravalle; il y recouvre immédiatement le Flysch, comme dans les Carpathes. Le Schlier constitue là l'étage « Langhien » de Pareto et de Ch. Mayer; Th. Fuchs a établi là aussi son assimilation certaine. *Aturia Aturi*, *Solenomya Doderleini* et beaucoup d'autres formes du Schlier s'y rencontrent, mais le gypse et le sel font défaut[1].

Ensuite viennent les gisements déjà signalés de Bologne. A Ancône on trouve le Schlier, et d'autres lambeaux se succèdent le long du bord extérieur de l'Apennin[2]. En Sicile, le Schlier, très développé surtout dans le sud-est de l'île, a été décrit par Cafici : là aussi on trouve *Aturia Aturi* et *Solenomya Doderleini*; le deuxième étage méditerranéen le recouvre[3]. Dans toute l'Italie, ces formations comprennent souvent des couches riches en ptéropodes, comme dans le nord de la Moravie. J'ai déjà indiqué plus haut que le Schlier se prolonge à Malte et à Gozzo, entre le premier et le deuxième étage méditerranéen.

Ainsi le Schlier suit le bord extérieur de l'Apennin comme celui des Carpathes et il pénètre également en couches horizontales sur le *Vorland* vers Ancône, ainsi que vers le sud-est de la Sicile et vers Malte. Cela rend d'autant plus digne de remarque l'absence de toute trace certaine du Schlier sur le bord occidental de l'Apennin, dans la partie fracturée de la chaîne, et par là se manifeste une très remarquable similitude de structure avec les Alpes Orientales. Mais si l'on quitte cette région de fractures, où le deuxième étage méditerranéen vient s'appuyer directement sur le bord rompu de la chaîne, comme à l'ouest de Gênes et à Savone, on retrouve à Vence, au nord-ouest de Nice, le Schlier typique avec *Pecten denudatus* et autres fossiles. Tournouër l'a bien reconnu en ce point. Le Schlier recouvre là sous le nom de *Mollasse grise* la *Mollasse jaune de Vence*, que Tournouër rapproche avec raison des couches de Gauderndorf, c'est-à-dire d'un horizon du premier

1. Ch. Mayer, *Sur la carte géologique de la Ligurie Centrale* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., V, 1877, p. 288); Th. Fuchs, *Studien über die Gliederung der jüngeren Tertiärbildungen Ober-Italiens* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXXVII, 1. Abth., 1878, p. 419-480).

2. Près de Camerino, on trouve dans le Schlier, avec l'*Aturia Aturi*, le *Brissopsis ottnangensis* (De Loriol, *Description des échinides des environs de Camerino* (*Toscane*), *précédée d'une note stratigraphique, par* M. Canavari, Mém. Soc. Phys. et Hist. nat., Genève, XXVIII, 1882). Près de Stilo en Calabre, Seguenza a rencontré l'*Aturia Aturi* dans le « Langhien ».

3. Ipp. Cafici, *La Formazione miocenica nel territorio di Licodia-Eubea* (Acc. dei Lincei, ser. 3a, XIV, 1883, p. 59-95).

étage. Ce gisement est déjà situé sur le bord occidental des Alpes et on peut le considérer comme une annexe du golfe rhodanien[1]. —

On voit jusqu'où se prolongent les indications certaines.

Il est donc possible d'établir que, depuis la Bavière orientale jusqu'à la Silésie, puis à l'extérieur de la courbe des Carpathes jusqu'en Valachie, puis sur une grande partie de la Hongrie jusqu'en Transylvanie, ensuite dans une partie des Alpes Méridionales, aux environs de Turin, sur le bord extérieur de l'Apennin jusqu'en Sicile et à Malte, enfin à l'extrémité sud-ouest des Alpes près de Vence, il existe, intercalée entre le premier et le deuxième étages méditerranéens, une formation marine particulière, presque toujours grise et marneuse, qui se distingue des deux étages par des caractères tout spéciaux ; sa faune présente beaucoup d'espèces communes avec les couches marines inférieures ou supérieures, mais son faciès est si spécial que rarement il peut rester un doute sur l'attribution d'un gisement à cet horizon. Lorsque, par exemple, on trouve à Ottnang dans la Basse-Autriche le *Pecten denudatus* à test lisse associé à *Aturia Aturi* dans des marnes gris-bleuâtres, et que le même *Pecten* reparaît dans les mêmes marnes à Malte ou à Vence, on songerait plutôt à l'uniformité d'un étage jurassique qu'à la variabilité d'une formation tertiaire.

Les grandes masses de sel de Wieliczka et de Bochnia, de Parajd, Déesakna, Thorda, de Maros-Ujvár, Visakna et d'autres lieux; les sources médicinales iodées et parfois bromées de Hall, Luhatschowitz, Darkau, Gotschalkowitz, etc. ; les sources magnésiennes de Laa, Seelowitz, etc., appartiennent toutes à la région septentrionale très salée de cette mer; mais nous pouvons reconnaître les sédiments contemporains de la même mer jusque dans le Sud de la France et à Malte.

Mais il est en outre probable que le Schlier existe également en Lycie, où nous avons déjà indiqué le premier et le deuxième étage méditerranéen. M. Fuchs a eu la bonté de m'informer que parmi les échantillons recueillis par F. von Luschan sur la route d'Assa-Altü à Kassaba, sur le bord escarpé de la plaine de Kassaba, il s'en trouvait qui présentent les caractères du Schlier. Dans des marnes argi-

1. Tournouër, *Note paléontologique sur quelques-uns des terrains tertiaires etc.* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., V, 1877, p. 844). [Plus loin dans la vallée du Rhône, aux environs d'Avignon, la Mollasse blanche qui est l'équivalent des couches d'Eggenburg (1er étage méditerranéen) est recouverte par une épaisse masse de marnes bleues schistoïdes, micacées, qui ont tous les caractères lithologiques du Schlier et sont intercalées, comme en Autriche, entre les deux étages méditerranéens; mais la faune spéciale du Schlier n'y a pas été jusqu'ici découverte.]

leuses dures, gris-clair, qui par suite de l'abondance des coquilles de rhizopodes prennent une apparence sableuse, se trouvent de nombreux fossiles. Le faciès de la roche, ainsi que la fréquence d'*Aturia Aturi* plaident en faveur du Schlier, et il en est de même de presque tous les fossiles à l'exception de grands spécimens de *Conus extensus* et de *Fasciolaria tarbelliana* qui indiqueraient plutôt l'horizon de Grund ou de Gainfahrn (deuxième étage méditerranéen [1]).

Ce gisement nous amène encore au point discuté de savoir si les vastes couches salifères de la Perse sont du même âge que celles des Carpathes. Dans l'est de l'Asie Mineure et en Arménie on observe, au-dessus du premier étage méditerranéen, une formation tertiaire, riche en sel et en gypse, qui se prolonge vers le sud-est à travers l'Azerbeidjan et s'avance à l'est à travers tout le nord de la Perse jusqu'au bord du désert; cette formation dépasse le Khorassan, et quelques indices permettent de la prolonger jusqu'à Hérat. On la connaît aussi dans quelques parties du sud de la Perse et elle constitue ensuite une bordure continue sur le bord occidental de la chaîne du Zagros, qui court vers le sud-est. Cette bordure s'étend depuis le Kourdistan à travers toute la vallée du Tigre, et c'est à elle qu'appartiennent les gisements de sel à l'ouest de Chiraz, ainsi que ceux des îles de Kichm et d'Ormuz. C'est la *série gypsifère* de Loftus [2].

Abich, qui a déjà affirmé depuis longtemps l'unité de cette grande formation gypso-salifère du Tertiaire moyen [3] dans l'Arménie et l'Azerbeidjan, la décrit dans des termes qui font songer à

1. M. Th. Fuchs écrit en outre : « Quelque temps après le Dr Luschan, le Dr Tietze visita la même région et eut l'obligeance de me confier pour les étudier les échantillons recueillis. D'après les renseignements que M. Tietze a bien voulu me fournir, des formations analogues au Schlier s'observent en de nombreux points de la Lycie, remplissant des vallées étroites ; elles consistent en une alternance de marnes, de grès et de conglomérats, reposent sur le calcaire nummulitique et ont pris part aux derniers mouvements des montagnes; leur aspect rappelle parfois le Flysch. Les gisements explorés par Tietze sont d'ailleurs plus sableux que ceux qu'a examinés Luschan ; les Aturies manquent et la faune rappelle davantage l'horizon de Grund. Quelques échantillons de marne d'un gris clair, avec de nombreux ptéropodes, *Corbula* et *Limopsis* se rapprochent seuls du type du Schlier. — D'après Fuchs, les fossiles récoltés par Luschan près de Seret en Lycie (c'est probablement la même localité que Saaret de Forbes) correspondent aux dépôts de Grund ou de Lapugy (2e étage). [Voir aussi, ci-dessus, p. 395, note 2.]

2. Loftus, *On the Geology of portions of the Turko-Persian Frontier and of the Districts adjoining* (Quart. Journ. Geol. Soc., XI, 1855, p. 247 et suiv.); W. T. Blanford, *Eastern Persia, An Account of the Journeys of the Persian Boundary Commission* 1870-72, in-8°, London, 1876, II, p. 461-462; les formations tertiaires marines récentes de la côte du Mekran reposent en discordance sur la tranche des couches salifères redressées.

3. H. Abich, *Das Steinsalz und seine geologische Stellung in russischen Armenien* (Mém. Acad. Sc. St.-Pétersbourg, 6e sér., VII, 1857, p. 61-150, 10 pl.).

l'*étage de Gaj,* c'est-à-dire à l'étage gypsifère qui apparaît à la partie moyenne du Tertiaire dans le sud du Sind.

Le Dr Wähner m'informe que dans son voyage de Kazvin à Hamadan, il a rencontré d'abord à Hissar, au nord des montagnes de Karaghan, puis à Kabouterkhan, au sud de ces montagnes, les calcaires à Orbitoïdes très fossilifères qui forment la base du premier étage méditerranéen ; ces calcaires forment deux zones où les couches sont plissées et redressées, à une distance d'environ quatre jours de voyage l'une de l'autre. Entre ces deux zones se trouve le terrain salifère, qui est aussi très fortement plissé.

Tietze, qui a observé personnellement les gisements de sel des Carpathes aussi bien que ceux de la Perse, considère ces derniers comme plus récents que les couches du premier étage méditerranéen du Siakouh et comme sensiblement du même âge que ceux des Carpathes[1].

Aux Portes Caspiennes, au sud-est de Téhéran, entre le Kouh i Getsch (« montagne du Gypse ») et le Kouh i Nemek (« montagne du Sel »), puis dans le voisinage du Kouh i Getsch vers Hassanabad et vers le désert, le même géologue, dont les travaux sur le Nord de la Perse sont si importants, a observé des sables jaunes très meubles, reposant sur le terrain gypso-salifère, et qui contiennent de grandes huîtres probablement de l'âge du Leithakalk, c'est-à-dire du deuxième étage méditerranéen.

Je considère cette dernière observation comme tout à fait décisive. Nous allons voir cependant bientôt que l'extension du deuxième étage jusque sur le haut pays iranien n'a pas encore été jusqu'ici démontrée par d'autres observations. —

Ainsi le Schlier, intercalé entre les couches du premier et du deuxième étage méditerranéen, nous donne l'image d'une vaste mer expirante. On peut suivre cette mer, grâce à la position toujours la même de ses couches et à leurs restes organiques, depuis Vence près de Nice jusque dans le sud-ouest du royaume de Pologne, jusqu'à Malte et à Gozzo ; des traces à peu près certaines de la même mer sont connues en Lycie. Cette formation comprend les couches salifères des Carpathes et de nombreux indices permettent d'y rattacher aussi les gisements d'Arménie et de l'Azerbeidjan, ceux du haut pays iranien jusqu'au Khorassan, enfin ceux de la vallée du Tigre et des côtes du golfe Persique jusqu'aux îles d'Ormuz et de Kichm.

1. E. Tietze, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1875, p. 30; *Die Mineralreichthümer Persien's* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXIX, 1879, p. 572, 573); et ailleurs.

Le deuxième étage méditerranéen. — Bientôt prend fin la période saline. Dans le Schlier supérieur parsemé de cristaux de gypse, on trouve dans la Basse-Autriche des plantes terrestres, surtout des feuilles de cannelliers; puis viennent des lits sableux particuliers, contenant tantôt les avant-coureurs d'une nouvelle faune marine, tantôt un mélange de cette faune avec des coquilles terrestres, ou avec des traces d'eau saumâtre. C'est la première apparition d'une faunule saumâtre à *Cardium* dont le faciès peut être désigné à juste titre sous le nom de *type caspien.*

Bien plus loin à l'ouest, depuis le Randen jusqu'à Kirchberg sur l'Iller, sur le Hochsträss près d'Ulm et jusqu'à Dillingen, c'est-à-dire le long du cours supérieur du Danube et un peu en amont jusque dans le canton de Schaffhouse, on connaît depuis longtemps, sous le nom de *couches de Kirchberg*, une formation d'eau douce. *Oncophora socialis*, *Unio Eseri*, *Cardium solitarium* comptent parmi les formes les plus communes. A Ehingen, ces couches, selon Sandberger, reposent directement sur la Mollasse marine, c'est-à-dire sur le premier étage méditerranéen, et sont recouvertes par des couches d'eau douce à *Helix sylvana.*

On n'a pu encore poursuivre cet horizon plus loin en aval dans le voisinage du Danube, mais on le retrouve, ainsi que l'a montré Rzehak, dans les environs de Brünn. Juste au point où la vallée de la Zwittawa, et avec elle la grande cassure qui sépare les Sudètes du massif de la Bohême, atteint la plaine, on observe une masse de sables qui contiennent les mollusques ci-dessus dénommés des couches de Kirchberg, accompagnés de quelques espèces d'une faune marine nouvelle, et s'intercalant entre le Schlier et les diverses couches du deuxième étage méditerranéen qui le recouvrent[1].

Cependant le nouveau bord de fractures des Alpes Orientales venait de se constituer depuis Vienne à travers la Styrie jusqu'au Bachergebirge; mais ce n'est pas la mer qui a pris d'abord possession des nouveaux bassins d'affaissement. On observe immédiatement sur les failles des couches de lignite avec une riche flore et une riche faune continentales, pareilles à celles de la Mollasse d'eau douce supérieure de Suisse, des lignites de Winterthur, et du cal-

1. A. Rzehak, *Beiträge zur Kenntniss der Tertiärformation im ausser-alpinen Wiener Becken* (Verhandl. Naturf. Verein in Brünn, XXI, 1883); F. Sandberger, *Die Kirchberger Schichten in Oesterreich* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1883, p. 208-210). Rzehak a trouvé dans le sable à *Oncophora* des galets de Schlier avec Aturies. Près de Schaffouse, ce dépôt est recouvert par une véritable nagelfluh jurassienne (F. Schalch, *Ueber einige Tertiärbildungen der Umgebung von Schaffhausen*, Neues Jahrb. f. Min., 1881, II, p. 42-76, pl. IV).

caire d'eau douce de Sansan dans le Sud-Ouest de la France. C'est l'étage des *lignites de Pitten* des géologues d'Autriche.

Ensuite la mer déborde partout. Les premières couches qu'elle dépose ont encore fréquemment un faciès à demi saumâtre; les *Melanopsis* se montrent par places mêlés aux espèces marines. Ces couches inférieures du deuxième étage méditerranéen, où abondent *Pyrula cornuta* et *Cerithium lignitarum*[1], ont été récemment considérées comme un étage particulier sous le nom de *couches de Grund*. J'en parle avec l'ensemble des couches marines du deuxième étage, sans exprimer un avis définitif sur son individualisation.

Commençons par la côte atlantique.

Le deuxième étage méditerranéen pénètre dans le golfe de la Garonne et il y est représenté, comme on l'a déjà dit, par les faluns de Salles et de Saubrigues. Une formation d'eau douce le sépare du premier étage. La mer s'avance en transgression jusqu'en Touraine et y constitue un vaste golfe, dans lequel jusque-là n'avaient point pénétré les formations méditerranéennes.

A Lisbonne on retrouve le même étage; *Pereirea Gervaisi*, un gastropode très particulier, s'y rencontre. Les couches suivent la côte portugaise et s'enfoncent dans le golfe du Guadalquivir; on les observe encore sur la côte espagnole de la Méditerranée aux environs de Barcelone et en beaucoup d'autres points.

Ces couches existent aussi au Maroc, sur la côte du Nord de l'Afrique, en Sardaigne, en Corse et aux Baléares. Elles pénètrent dans le golfe du Rhône et s'y transforment au nord en couches littorales à *Nassa Michaudi*[2]; mais elles n'accompagnent pas le premier étage dans la région des Alpes Suisses.

Le mode d'extension de ces couches en Italie est des plus remarquables. Elles se montrent en particulier dans la partie nord des bassins d'affaissement intérieurs de l'Apennin, où elles sont représentées par le calcaire de Rosignano, tandis que les régions effondrées du sud sont d'âge plus récent. Elles sont de même bien développées sur le bord extérieur de l'Apennin; elles y sont connues sous le nom d'*étage tortonien*, et y reposent sur le Schlier[3], comme en Sicile et à Malte.

Ces formations doivent aussi avoir pénétré profondément dans

1. *Pyrazus bidentatus*, d'après Tournouër (*Sur le* Cerithium bidentatum *Grat. et sur le* Cerithium lignitarum *Eichw.*, Journ. de Conchyl., 3e sér., XIV, janvier 1874, p. 1-8).

[2. Voir ci-dessus, p. 386, note 2.]

[3. Les marnes tortoniennes ne reposent pas sur le Schlier langhien, mais sur les sables serpentineux de Turin ou leur équivalent.]

la région des Alpes Méridionales actuelles. Dans la grande fosse d'effondrement située au sud de la Cima d'Asta, on trouve au Monte Civerone un lambeau de ces couches avec lignite, *Cerithium lignitarum*, *Panopæa*, etc., redressées jusqu'à la verticale et enfoncées en coin au sein des calcaires triasiques.

Dans le Sud de la Styrie, on les observe non seulement le long de la fracture bordière des Alpes, mais elles pénètrent dans l'intérieur du massif et atteignent, avec leurs coquilles très caractéristiques, la vallée de Lavant dans les Alpes de Carinthie. De la lisière des Alpes elles s'étalent au loin sur la plaine de Pannonie. Dans le sud-ouest de cette plaine on retrouve le très remarquable *Pereirea Gervaisi* de Lisbonne.

Cet étage est également connu à Belgrade; là il pénètre dans la vallée de la Morava; il reparaît ensuite dans l'intérieur des montagnes, à Bahna, près des Portes de Fer, et au pied de la colline ensanglantée de Plevna on trouve la dernière trace connue dans cette direction de cette transgression de la Méditerranée[1].

Du bassin de Pannonie, la mer s'avance d'une part sur la Transylvanie et de l'autre vers les passages qui séparent les monts de la Leitha des Alpes vers le sud et des Carpathes vers le nord, pour pénétrer dans le bassin alpin récent de Vienne; elle s'étend également sur les débris de la zone du Flysch dans le bassin extra-alpin.

A Vienne, comme en Hongrie, la variété des sédiments et leur richesse en organismes est tout à fait étonnante. L'argile bleue de Baden et de Vöslau avec ses pleurotomes, ses polypiers simples et ses ptéropodes, les sables à bivalves de Pötzleinsdorf, les couches calcaires construites par les *Lithothamnium*, et entre ces couches les marnes de Gainfahrn et de Steinabrunn à *Ancilla glandiformis* et *Venericardia Jouanneti*, avec leurs nombreuses espèces de *Conus*, *Cypræa*, *Voluta*, *Strombus* et *Cancellaria*, les conglomérats littoraux grossiers avec leurs clypéastres, leurs pectens et leurs huîtres de grande taille, et çà et là leurs débris de grands récifs à polypiers, toutes ces couches sont les dépôts d'une même mer, dont elles représentent les sédiments de diverses zones de profondeur. Cela a été affirmé depuis longtemps et bien établi par les délicates études de détail de Th. Fuchs et de F. Karrer[2].

1. F. Foetterle, *Die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Nikopoli, Plewna und Jablanitza in Bulgarien* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1869, p. 191 et suiv.).

2. Voir surtout Th. Fuchs und F. Karrer, *Ueber das Verhältniss des marinen Tegels zum Leithakalke* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXI, 1871, p. 67-122).

Dans la partie alpine du bassin de Vienne[1], le deuxième étage méditerranéen se présente comme une ceinture littorale et est recouvert par des couches plus jeunes, qui occupent le milieu du bassin. Il en est autrement en dehors de la partie alpine. Là, cette ceinture n'affleure guère que contre quelques *Klippen* jurassiques, et on n'observe de dépôts de cet âge ni sur le bord externe de la zone alpine du Flysch, ni sur celui du massif de la Bohême. Cet étage n'est représenté que par quelques lambeaux en forme de buttes ou de plateaux, qui surgissent de la plaine au-dessus du Schlier, comme témoins d'une importante érosion de ces couches. L'un de ces lambeaux est le Buchberg, près de Mailberg. Il est difficile d'estimer avec précision l'extension de cette mer vers l'ouest. Il est pourtant certain que ces formations n'atteignent pas le défilé du Danube à Wachau près de Krems, tandis que le Schlier, ainsi que nous l'avons dit, s'étend jusqu'aux confins de la Bavière, et que le premier étage méditerranéen fait le tour des Alpes jusqu'à la vallée du Rhône, où il est de nouveau recouvert près de Lyon par des sédiments du deuxième étage venant du sud. Tels sont les premières traces, destinées à devenir de plus en plus marquées et de plus en plus importantes jusqu'à l'époque actuelle, de la séparation hydrographique du bassin du Danube d'avec les bassins de l'Europe occidentale et méridionale. —

Bien que ces couches, ainsi qu'on l'a déjà dit, n'aillent pas s'appuyer sur le bord externe du massif de la Bohême, et que le long de ce bord on observe partout soit le Schlier, soit le premier étage, soit même la roche primitive, elles se prolongent cependant dans les environs de Brünn en un golfe profond jusque vers la Bohême. Ce golfe se termine à Wildenschwert, Abtsdorf et Böhmisch-Trübau; sa longueur est d'environ 85 kilomètres[2].

Entre Brünn et Olmütz il existe un grand nombre de ces témoins en forme de buttes isolées, dont le plateau supérieur, formé de calcaire à *Lithothamnium*, atteint l'altitude très uniforme de 350 à 355 mètres. Cependant à Ruditz, non loin de Brünn, cette formation s'élève jusqu'à 435 mètres, et à 429 mètres à Abtsdorf, vers le fond du grand golfe bohême[3]. A la suite d'un grand nombre

[1. Voir D. Stur, *Geologische Specialkarte der Umgebung von Wien*, 1 : 75.000. 6 feuilles avec notice, publiée en 1891 par la k. k. Geologische Reichsanstalt.]

2. A. E. Reuss, *Die marinen Tertiärschichten Böhmen's* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, XXXIX, 1860, p. 207-285, 8 pl.).

3. J. Wolf, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1862, p. 52; Weihon près Seelowitz, 185,05 W. klaft., Urbaniberg près Austerlitz, 187,72 klaft., Kopaningberg près Wischau, 185,0 klaft.

de mesures, je suis arrivé à la conclusion que le rivage de cette époque se trouvait à 440-450 mètres au-dessus du niveau actuel de la mer.

Ensuite cet étage franchit la ligne de partage des eaux de l'Europe, sous forme de lambeaux reposant sur le Schlier, et atteint dans le voisinage de ce seuil de partage l'altitude de 310 mètres[1].

Il s'étend vers la Silésie, atteint au delà de la Vistule, toujours recouvrant le gypse, le sud-ouest du royaume de Pologne, et il est incontestable que cette mer a recouvert la totalité du bassin de la Galicie. Vers le nord et vers l'est, la limite de cette extension marine est inconnue; on trouve pourtant çà et là dans le Sud de la Russie de faibles lambeaux de ces couches, montrant que, pendant un certain temps au moins, la mer a débordé largement sur la grande plaine.

Ces lambeaux sont séparés par de grands intervalles.

La Plate-forme Russe a été à diverses reprises recouverte par la mer depuis la fin de l'époque permienne[2].

La première submersion de ce genre a laissé comme trace un certain nombre d'étages du Jurassique moyen et supérieur, connus sous le nom de *Jurassique de Moscou.*

La deuxième submersion correspond au milieu du Crétacé. Cette transgression s'étale non seulement sur la Plate-forme Russe, mais encore sur d'immenses surfaces des cinq parties du monde; c'est l'un des phénomènes généraux les plus énigmatiques dans l'histoire des formations sédimentaires.

La troisième submersion, bien qu'elle paraisse comprendre en quelques points, comme aux environs de la mer d'Aral[3], des couches éocènes, appartient surtout à l'époque oligocène; c'est un prolongement de la grande transgression de la mer oligocène qui a recouvert tout le Nord-Est de l'Allemagne. La limite septentrionale, en dedans de laquelle on connaît des traces de couches oligocènes, s'étend des bords de la mer Baltique à Kœnigsberg, vers Thorn, puis vers Kiev et Elisabethgrad. On trouve des coquilles oligocènes de caractère nord-européen à Akhalzik en Imérétie, et aussi sur les bords

1. Au Hranitzki Kopec (Wolf, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1863, p. 20).

[2. Voir A. Karpinski, *Ubersicht der physiko-geographischen Verhältnisse der Europäischen Russlands während der verflossenen geologischen Perioden* (Beiträge z. Kennt. des Russischen Reiches, 3. Folge, 1887) ; le même, *Sur les mouvements de l'Écorce terrestre dans la Russie d'Europe* (Annales de Géogr., V, 1896, p. 179-192).]

3. Abich, *Beiträge zur Paläontologie des asiatischen Russlands* (Mém. Acad. Sc. St.-Pétersbourg, IX, 1859, p. 537-577) et ailleurs; d'après ces données, von Koenen suppose également que le terrain nummulitique affleure sur les bords du lac d'Aral, sous les dépôts oligocènes (Bull. Soc. Imp. Nat. de Moscou, XLI, 1re partie, 1867, p. 171).

de la mer d'Aral. Les couches oligocènes se prolongent ensuite au loin vers le nord, sur le revers oriental des monts Oural, et s'étalent largement à l'est sur la plaine sibérienne. Trautschold a recueilli des fossiles de cet âge dans le district de Kamychloff, et Karpinsky a reconnu l'extension de ces couches dans l'ouest du bassin du Tobol jusqu'à la Toura, en aval de Verkhotourié, c'est-à-dire jusque vers le 58° de lat. N.[1]. Il est très vraisemblable que la mer oligocène du Nord de l'Europe, dont les débris organiques se distinguent d'une manière si remarquable de la faune contemporaine de la mer des Alpes Méridionales, a communiqué par cette voie avec les régions arctiques[2].

La quatrième transgression jusqu'ici connue est celle du deuxième étage méditerranéen. Elle arrive de l'ouest par-dessus la Galicie. Les plus lointains des lambeaux de cet étage, reconnus avec certitude, étaient, il y a peu de temps encore, ceux que Barbot de Marny a décrits dans les environs d'Elisabethgrad, au nord de la province de Kherson; on y trouve *Buccinum miocenicum*, *Buccinum costulatum*, *Mitra scrobiculata*, *Turritella turris*, et d'autres espèces caractéristiques[3]. Mais bien plus loin à l'est, sur le bord septentrional de la péninsule de Kertch, Abich a depuis longtemps posé quelques jalons pour l'existence de cet étage, et les recherches d'Androussov ont apporté sur la question toute la clarté désirable. Il existe réellement à Tchokrak, sur le bord de la péninsule qui regarde la mer d'Azov, un calcaire qui repose sur de l'argile bleue et contient une série de coquilles du deuxième étage méditerranéen; ce calcaire est à son tour recouvert par les couches sarmatiques, dont il va être bientôt question[4].

Mais tous ces curieux lambeaux méditerranéens ne témoignent

1. H. Trautschold, *Traces de l'étage tongrien près de Kamyschloff* (Bull. de la Soc. Ouralienne, Ekaterinbourg, VII, 1882, p. 21-23); et surtout A. P. Karpinsky, *Sédiments tertiaires du versant oriental de l'Oural* (Ibid., VII, p. 60-72).

[2. Voir N. Sokolow, *Die untertertiären Ablagerungen Südrusslands* (Mém. du Comité Géol. St.-Pétersbourg, vol. IX, n° 2, 1893), p. 307-328 et carte, p. 42.]

3. N. Barbot de Marny, *Description géologique du gouvernement de Kherson* (en russe), in-8°, Saint-Pétersbourg, 1869, p. 150.

4. H. Abich, *Einleitende Grundzüge der Geologie der Halbinsel Kertsch und Taman* (Mém. Acad. Sc. St.-Pétersbourg., 7e sér., IX, 1865, p. 9 et suiv.); N. Androussov, *Recherches géologiques faites aux environs de la ville de Kertch* (en russe, Soc. des Naturalistes de la Nouvelle-Russie, XI, 1883; Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1884, p. 190-194). M. Abich a eu la bonté de me communiquer les échantillons recueillis plus à l'est encore, et, la comparaison n'ayant pas permis d'en tirer des conclusions décisives, de faire procéder à de nouvelles récoltes, dont on doit attendre un plein succès. Toutes les coquilles du 2e étage recueillies près de Tchokrak sont très petites. [Voir aussi N. Androussov, *Géotectonique de la presqu'île de Kertch* (en russe, Materialien zur Geol. Russlands, XVI, 1893, p. 63-335, carte géol. et 2 pl.).]

dans leur distribution aucun rapport appréciable avec le contour actuel de la mer Noire ; ils sont tous situés au nord du fragment de la chaîne caucasienne qui constitue la Crimée[1].

Sur le pourtour du littoral de la mer Noire, puis de la mer de Marmara et de la mer Égée, dans toute la partie moyenne de la péninsule des Balkans et dans l'Ouest de l'Asie Mineure, le deuxième étage est aussi inconnu que le premier. Mais il apparaît au sud de cette région, à Chypre et en Crète, ainsi que sur la côte de l'Asie Mineure. J'ai déjà rappelé que les fossiles de Hudh appartiennent à cet étage. Cependant, il est encore permis de se demander si le deuxième étage méditerranéen se prolonge aussi loin vers l'est que le premier étage et la formation salifère.

Divers gisements de sables à huîtres, que Tietze a rencontrés au-dessus du sel, aux Portes Caspiennes, rendent cette hypothèse vraisemblable, mais le fait demande à être confirmé.

Mais si cette question demeure réservée, en revanche l'extension méridionale de cet étage est établie par des observations certaines et remarquables.

Ehrenberg a le premier reconnu dans le désert Libyque, à l'oasis de Siouah, l'existence de couches marines miocènes, et Fraas a donné les premières preuves de la présence de couches semblables entre le Caire et Suez, comme au Chalouf, sur le canal de navigation. Depuis le voyage de Zittel et de Ger. Rohlfs dans le désert Libyque, on sait que ces couches, s'étendant en Cyrénaïque par l'oasis de Siouah, y constituent un vaste plateau de 100 mètres environ d'altitude, qui se termine au sud par un escarpement où affleure leur tranche ; enfin que ce plateau et la falaise abrupte de l'oasis de Siouah se prolongent vers le nord-est. L'horizon le plus inférieur est formé de marnes salifères verdâtres, avec gypse, et d'une alternance de calcaire grossier sableux et de marnes vertes ; il repose sur le calcaire à nummulites. Les couches marines méditerranéennes de l'oasis de Siouah sont recouvertes par un calcaire d'eau douce compacte et des bancs siliceux d'eau douce[2].

Pour l'étude de la distribution de ces couches à Suez, il faut surtout consulter les travaux de Beyrich, qui s'appuient sur les

[1. Il faut faire exception pour les environs de Varna, où des couches méditerranéennes marines ont été signalées récemment par MM. Androussov et Toula.]

2. K. A. Zittel, *Beiträge zur Geologie und Paläontologie der libyschen Wüste und der angrenzenden Gebiete von Aegypten*, in-4°, Cassel, 1883, p. CXXVIII-CXXXII. La présence de gisements miocènes en Cyrénaïque a été confirmée par les découvertes postérieures de Schweinfurth près de Tobruk (Ibid., p. CXXXI, note).

observations de Schweinfurth. Là, ces couches se montrent non seulement au pied nord des montagnes entre le Caire et Suez, aux environs du Ouadi Gjaffara, où Fraas les a découvertes, et sur le revers nord-est du Djebel Genef où Th. Fuchs les a observées, recouvertes par des marnes gypseuses; mais elles se prolongent entre le Djebel Genef et le Djebel Ataka près de Suez (fig. 72), et le Djebel Galala, qui s'avance plus au sud, vers la mer Rouge[1]. J'insiste sur ce dernier fait. Les montagnes en question sont formées de calcaire crétacé et de couches du Tertiaire ancien, mais pourtant supérieures à celles que recouvrent en concordance à l'oasis de Siouah les couches méditerranéennes. Tandis que les premières recherches de Fraas et de Fuchs ne montraient l'existence de sédiments méditerranéens que sur le revers nord de ces montagnes, on sait maintenant que ces mêmes couches s'étendent au sud-ouest de Suez vers la région de la mer Rouge, dont la faune actuelle est si différente de la faune de la Méditerranée. Il est par suite hors de doute que, en ce point, la région érythréenne a conquis une partie de l'ancienne région méditerranéenne; mais il ne faut pas oublier que malgré le faciès tout à fait méditerranéen de ces couches, on y a découvert, à l'oasis de Siouah, un représentant isolé du type indo-pacifique, *Placuna miocenica* Fuchs. Ces couches appartiennent, selon Th. Fuchs, à l'horizon de Grund, c'est-à-dire à la partie inférieure du deuxième étage[2]. D'après ces conclusions, qui reposent sur des comparaisons paléontologiques, la submersion du Nord-Est de l'Afrique coïnciderait à peu près avec le moment où, pour la première fois, la Méditerranée a baigné le bord des fractures orientales des Alpes.

La différence entre les nouveaux contours de la Méditerranée et ceux de l'époque du premier étage est donc la suivante :

La communication au nord des Alpes par-dessus le Jura et les Préalpes Suisses et Bavaroises a cessé. La continuation de l'extension marine dans les régions de l'Euphrate et de la Perse ne peut être démontrée par les observations actuelles. Par contre on constate des envahissements nouveaux, comme ceux de la vallée de la Loire vers la Touraine, des bassins d'affaissement du nord de l'Apennin, des bassins d'effondrement des Alpes Orientales, comme celui

1. E. Beyrich, *Ueber geognostische Beobachtungen G. Schweinfurth's in der Wüste zwischen Cairo und Suez* (Sitzungsber. Akad. Wiss. Berlin, 1882, X, p. 163-182, pl, IV, V).

2. Th. Fuchs, *Die geologische Beschaffenheit der Landenge von Suez* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XXXVIII, 1877, Abth. 2, p. 25-42); et *Beiträge zur Kenntniss der Miocänfauna Aegyptens und der libyschen Wüste* (dans Zittel, *Beiträge, etc.*, p. 21-66).

qui se suit par-dessus le Schlier galicien sur la partie sud de la plaine Russe jusque dans le voisinage de la mer d'Azov, et enfin celui de la Cyrénaïque dans la direction de Suez.

Les dépôts sarmatiques. — Au-dessus du deuxième étage méditerranéen, il existe aux environs de Vienne une série de couches qui, par l'uniformité de leur faune, forment un remarquable contraste avec le deuxième étage; cette série, avec sa faune pauvre et uniforme, s'étend de la vallée du Danube vers l'est bien au delà de la région où l'on connaît l'existence du deuxième étage. Elle s'étale sur une notable partie du Sud de la Russie, se montre sur les bords de la mer de Marmara, de la mer Noire, de la mer d'Azov et de la mer Caspienne et atteint la mer d'Aral. Toutes ces régions ont été alors recouvertes d'une nappe d'eau qui s'étendait des Alpes Orientales jusqu'à l'Oust-Ourt. Cette extension surpasse en développement l'axe longitudinal de la Méditerranée actuelle, du détroit de Gibraltar à la côte de Syrie.

Barbot de Marny, qui a payé d'abord de sa santé, ensuite de sa vie, ses pénibles et fécondes recherches sur le passé du bassin pontique et aralo-caspien, a bien voulu m'aider de ses conseils, en 1866, lorsque le nom spécial d'*étage sarmatique* fut proposé pour désigner ces couches. Il a été établi, dès cette époque, que ces couches contenaient en certains points des débris intercalés de mammifères terrestres, identiques à ceux que l'on trouve dans les couches littorales du deuxième étage méditerranéen, mais plus anciens que ceux que contient parfois le troisième étage méditerranéen, et fort différents; de sorte que le synchronisme de ces couches avec celles du troisième étage méditerranéen devait être regardé comme erroné[1].

Dans la faune marine sarmatique, il faut remarquer d'abord l'absence non seulement de ptéropodes, de balanes, de brachiopodes, d'échinides et de polypiers, mais aussi de toute espèce de mollusques très ornés, c'est-à-dire l'absence de tout ce qui pourrait faire supposer un climat chaud. Dès 1866, la distinction avait été faite entre les espèces de mollusques qui représentent, dans les couches sarmatiques, un reste appauvri des couches méditerranéennes antérieures, et celles qui sont des formes nouvellement apparues. Mais les premières sont limitées, suivant que l'on attribue plus ou moins de valeur à des différences secondaires, à 20 ou

1. *Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen* (Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien, LIV, 1. Abth., 1866, p. 87-152).

30 espèces; parmi celles-ci, pas une seule n'appartient aux genres *Conus*, *Cypræa*, *Oliva*, *Tritonium*, *Strombus*, ni à tous les nombreux autres genres qui donnent un *faciès chaud* au deuxième étage méditerranéen. Il n'existe que de petites espèces de *Murex*, de *Cerithium*, de *Pleurotoma*, etc. On y trouve une grande huître, considérée par les uns comme une espèce particulière, par les autres comme identique à l'*O. giengensis* des couches méditerranéennes.

Les formes nouvellement apparues n'ont pas une signification essentiellement différente; *Buccinum duplicatum*, *Mactra podolica*, *Tapes gregaria* sont les plus communes. Le groupe des trochidés est représenté par une extrême variété de formes nouvelles.

Mais ce qui manque à cette faune de mollusques comme variété d'espèces est compensé par le nombre parfois étonnant d'individus, dont les coquilles remplissent les bancs par millions.

En 1866, les lambeaux méditerranéens du Sud de la Russie n'étaient pas encore connus, et on adoptait alors sans conteste l'opinion de Humboldt sur l'existence d'une communication relativement récente de la Caspienne et de l'Aral avec l'Océan arctique. On était ainsi amené à supposer que l'appauvrissement si subit et si extraordinaire de la faune méditerranéenne, c'est-à-dire la disparition de tout indice d'une mer chaude et l'apparition de formes nouvelles coïncidaient avec la grande extension de la mer vers l'est et avec l'établissement d'une communication avec les eaux arctiques. Depuis, nos connaissances se sont élargies en tous sens; des savants d'une grande compétence, comme Fr. Schmidt, se sont élevés contre une communication arctique à l'époque de la mer sarmatique[1]. Grâce aux progrès des connaissances sur les rapports du Han-hai chinois avec le bassin du Turkestan, cette question se trouve liée à une série d'autres questions, que nous aurons à discuter plus tard. Dans cette discussion les faits les plus importants sont les suivants :

Th. Fuchs a avancé que la mer sarmatique s'était isolée et avait acquis une salure plus faible que celle de l'océan; il cite comme preuve la similitude des caractères généraux, et notamment de la faune, avec la mer Noire actuelle[2].

R. Hörnes a vu la cause principale de la pauvreté si remarquable

1. Fr. Schmidt, *Briefe an* F. von Richthofen (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XXIX, 1877, p. 830 et 837).

2. Th. Fuchs, *Ueber die Natur der sarmatischen Stufe und deren Analoga in der Jetztzeit und in früheren geologischen Epochen* (Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien, LXXV, 1877, Abth. 1, p. 321-339).

de la faune dans des modifications locales et momentanées de la salure de cette mer[1].

A. Bittner a considéré la mer sarmatique comme étant essentiellement un reste de la Méditerranée, et la faune sarmatique de Vienne comme un reliquat infime de la faune antérieure, appauvri et dégénéré, ou modifié par l'isolement et sous l'influence des eaux saumâtres[2].

Ces trois manières de voir s'accordent pour admettre que la communication avec une mer libre était insuffisante pour maintenir toutes les conditions normales dans cette mer saumâtre si étendue; et puisqu'il ne peut être question d'une communication vers le nord ou vers l'est, toute la mer sarmatique, malgré sa grande transgression vers l'Aral, vers le bas Danube et vers la mer de Marmara, doit être considérée comme une simple dépendance du domaine maritime de la Méditerranée. Il est cependant certain qu'un bon nombre d'espèces, comme *Mactra podolica*, *Tapes gregaria* et d'autres parmi les plus abondantes, sont inconnues en dehors de la mer sarmatique[3].

De plus, on voit apparaître dans les sables sarmatiques de Bessarabie et de Crimée, ainsi qu'il résulte des travaux de d'Orbigny, Sinzow, Barbot de Marny, etc., toute une série de formes nouvelles des genres *Trochus*, *Phasianella*, *Turbo*, etc., qui n'ont jamais été rencontrés dans les eaux méditerranéennes[4].

Cette portion de la faune de mollusques sarmatique, qui n'est nullement négligeable, sera provisoirement considérée comme autochtone; ce serait donc un exemple d'une faune indigène et restée attachée au lieu de sa naissance dans une partie de mer étendue.

A cette faune de mollusques, qui est dans cette manière de voir formée d'un résidu méditerranéen appauvri et d'un groupe auto-

1. R. Hoernes, *Sarmatische Ablagerungen in der Umgebung von Gratz* (Mitth. Naturw. Ver. f. Steyermark, 1878, p. 4 et suiv.).

2. A. Bittner, *Ueber den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXIII, 1883, p. 131-150).

3. Un grand nombre de ces espèces ont été parfois citées, il est vrai, dans d'autres régions, comme par exemple dans le 1er étage (Mollasse suisse); mais leur détermination n'a pas été confirmée par un examen plus sévère des faits.

4. Voir par exemple, J. Sinzow, Trav. Soc. des Naturalistes de la Nouvelle-Russie, Odessa, III, 1875, et V, 1877; Barbot, *Géologie du gouvernement de Kherson*, p. 151 et suiv. Voir aussi Hoernes, *Fauna der sarmatischen Ablagerungen von Kischineff in Bessarabien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXIV, 1874, p. 33-45, pl. II, III); A. E. Reuss, *Tertiäre Bryozoen von Kischinew* (Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien, LX, 1. Abth., 1869, p. 505-513); F. Karrer und J. Sinzow, *Ueber das Auftreten des Foraminiferen Genus Nubecularia im sarmatischen Sande von Kischinew* (Ibid., LXXIV, 1. Abth. 1876, p. 272-284. pl.).

chtone, s'ajoutent un certain nombre de poissons et une série extraordinairement variée de mammifères marins, appartenant aux groupes des phoques, des dauphins et des baleines[1]. Ces mammifères existent aussi bien à Vienne qu'en Bessarabie et en Crimée.

Aux environs de Vienne, on les trouve surtout dans l'argile bleue qui forme les couches inférieures du Sarmatique et ils y sont accompagnés de tortues de rivière, de marais et de terre ainsi que de plantes terrestres (*Daphnogene*, *Laurus*, *Cassia*, cônes de *Conifères*[2]).

Divers indices montrent dans ces couches le voisinage d'un fleuve; mais la fréquence des cristaux de gypse indique d'autres conditions, sur lesquelles nous ne pouvons insister; d'autre part l'existence de bancs d'huîtres annonce une salure normale. Dans les couches sableuses, le polymorphisme de quelques bivalves montre la variabilité des conditions; mais il y a des points où, dans du sable pur, on trouve une grande variété d'espèces sans qu'on puisse faire valoir ces conditions anormales pour l'expliquer, par exemple à Wiesen, à l'ouest de Wiener-Neustadt, et à Kichineff en Bessarabie.

Tandis que la faune méditerranéenne s'est manifestement perpétuée en d'autres points et que des centaines d'espèces de cette

1. K. Peters, *Phoca pontica* Eichw. *bei Wien* (Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien, LV, 2. Abth., 1867, p. 110-113); J. Fr. Brandt, *Untersuchungen über die fossilen und subfossilen Cetaceen Europa's* (Mém. Acad. Sc. St.-Pétersbourg, 7e sér., XX, 1873; supplément, 7e sér., XXI, 1874); P.-J. von Beneden, *Les Pachyacanthus du Musée de Vienne* (Bull. Acad. Roy. de Belg., 2e sér., XL, 1875, p. 323-340).

2. Au gisement le plus riche des environs de Vienne, à Nussdorf, on observe cette circonstance singulière que deux animaux, un mammifère et un poisson, sont également caractérisés par une hyperostose, c'est-à-dire par un gonflement tout à fait anormal des os. Le sirénien pour lequel Brandt a créé le genre *Pachyacanthus*, présente ce caractère à un degré tel que le canal médullaire est réduit, sur une grande partie de la colonne vertébrale, à l'état de fente étroite. On observe le même phénomène, à un degré moindre, chez les siréniens vivants, et surtout, comme le fait remarquer van Beneden, chez les individus vieux. Chez un poisson, le *Caranx carangopsis*, les vertèbres sont si complètement hypertrophiées qu'on ne peut les reconnaître qu'aux extrémités concaves, et les côtes sont recouvertes d'épaisses intumescences bulleuses (F. Steindachner, *Beiträge zur Kenntniss der fossilen Fischfauna Oesterreich's*; Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien, XXXVII, 1859, p. 685-694, pl. V-VII). Ce poisson est voisin du *Caranx carangus* des Antilles et du Brésil, qui présente fréquemment le même gonflement de certaines parties du squelette. Cependant, M. Steindachner m'annonce que l'on ne saurait conclure de la production simultanée de ce phénomène à un degré aussi remarquable, chez des animaux appartenant à deux classes toutes différentes, à une composition anormale de l'eau de mer, car cet épaississement n'est pas rare chez les sparoïdes, les sciaenoïdes, les carangides, les taenioïdes, etc., en particulier chez les individus de grande taille, et cela dans les eaux normales. Ce phénomène est connu dans divers autres groupes de vertébrés, et même chez l'homme. P. Gervais a également décrit les spécimens de Nussdorf (*De l'hyperostose chez l'homme et chez les animaux*, Journ. de Zool., IV 1875, p. 282, 455).

faune ont continué de vivre jusqu'à l'époque actuelle, au contraire toutes les espèces autochtones de la mer sarmatique ont fini en même temps que cette mer; il en résulte le fait remarquable que la faune sarmatique diffère de la faune méditerranéenne actuelle beaucoup plus que les faunes des premier et deuxième étages méditerranéens. Une estimation d'ancienneté, fondée sur la proportion pour cent de formes vivantes, amènerait ici, ainsi qu'on l'a déjà dit, à des conclusions tout à fait erronées; on peut même se demander si la faune sarmatique comprend une seule espèce de mollusques actuellement vivante.

Un fait étonnant et encore inexpliqué est la présence, à l'état de rareté, de quelques mollusques étrangers à la faune sarmatique, comme un *Haliotis* et deux espèces de *Lima*, trouvées dans les couches sarmatiques de Galicie[1].

L'extension des couches sarmatiques est la suivante.

A l'ouest de Vienne, on les trouve seulement en quelques points en dehors de la bordure alpine. Je n'ai encore aucune preuve certaine que ces couches franchissent la ligne actuelle de partage des eaux, quoique Kontkiewicz les ait découvertes dans le Sud-Ouest du royaume de Pologne. Aux environs de Vienne, on les observe en général formant un gradin inférieur au pied du deuxième étage méditerranéen et y constituant une nouvelle bande concentrique; parfois cependant elles recouvrent cet étage, comme dans le pays de collines qui séparent la Basse-Autriche de la Hongrie au sud des montagnes de la Leitha. Les couches de cette sorte les plus élevées ont un faciès littoral et s'élèvent dans cette région jusqu'à l'altitude de 386 mètres, sur le sommet du Marzer Kogelberg.

Elles s'étalent ensuite dans la plaine de Pannonie, et jusqu'en Transylvanie, pénètrent dans le golfe de Gratz et prennent part, au sud du Bachergebirge, à la constitution des plis tertiaires orientés est-ouest dont il a été question plus haut. Dans cette région, elles se montrent au centre de synclinaux allongés et étroits. Vers l'ouest, elles s'enfoncent dans les Alpes jusqu'à Stein en Carniole[2]. Elles apparaissent en quelques points sur la bordure nord des montagnes de Bosnie, entourent le Fruska-gora aux environs de Peterwardein, et se retrouvent dans le Banat.

1. V. Hilber, *Geologische Studien in den Ostgalizischen Miocän-Gebieten* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXII, 1882, p. 309 et suiv.). [Voir aussi, sur les Miodobores, la note 4 de la p. 423.]

2. V. Hilber, *Ueber das Miocän, insb. über das Auftreten sarmatischer Schichten bei Stein in Krain* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXI, 1881, p. 473-478).

Les lambeaux de couches tertiaires récentes, qui ont été observés à des hauteurs considérables dans le Sud du Banat, montrent que les communications qui existaient jadis avec les couches méditerranéennes de Plevna et avec les couches sarmatiques du Bas-Danube ont été interrompues par des mouvements orogéniques ultérieurs.

L'étage sarmatique est très répandu en Valachie et dans le Nord de la Bulgarie. Il s'appuie sur le bord sud des montagnes de Fogaras et s'étend ensuite vers le nord à travers la Moldavie et la Bessarabie dans la Bukowine et vers la Galicie orientale. Sur le Bas-Danube, cet étage constitue, d'après Toula, le sous-sol de la plaine comprise entre le pied des Balkans et le fleuve jusqu'à l'Isker[1]; il s'étend ensuite, recouvrant à Plevna le deuxième étage méditerranéen, jusqu'au delà de Nicopoli; mais le plateau entre Rouchtchouk et Varna est formé, selon Hochstetter, de Crétacé supérieur, et ce géologue pense que le Sarmatique fait défaut depuis Sistova jusqu'à Tchernavoda[2]. D'autre part, ces couches s'étendent entre Rachova et Kustendjé[3]. Bien que le Balkan constitue ici leur limite méridionale, elles se poursuivent sur le bord occidental de la mer Noire autour de Baltchik et de Varna, où Spratt les a décrites depuis longtemps.

Elles se dirigent ensuite vers la mer de Marmara, mais, comme l'a montré Hochstetter, sans pénétrer dans le bassin d'Andrinople; elles forment la plus grande partie de la péninsule de Gallipoli, se présentent en couches horizontales des deux côtés des Dardanelles jusqu'à environ 244 mètres au-dessus de la mer et recouvrent à Constantinople comme à Renkiöi, non loin des ruines d'Hissarlik, un calcaire d'eau douce à *Anodonta hellespontica*, *Melanopsis buccinoidea*, etc., considéré par R. Hörnes et Neumayr comme un terme inférieur de l'étage sarmatique lui-même[4].

Au sud de Troie, les couches sarmatiques ne dépassent pas, dans l'état actuel de nos connaissances, le promontoire qui ferme

1. F. Toula, *Die sarmatischen Ablagerungen zwischen Donau und Timok* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXV, 1. Abth., 1877, p. 113-144, pl.); et *Grundlinien der Geologie des westlichen Balkan* (Denkschr., XLIV, Abth. 2, 1881, p. 39).

2. F. von Hochstetter, *Die geologischen Verhältnisse der östlichen Theiles der europäischen Türkei* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XX, 1870, p. 401).

3. K. Peters, *Grundlinien der Geographie und Geologie der Dobrudscha*, II (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XXVII, Abth. 2, 1867, p. 51-52).

4. R. Hoernes, *Ein Beitrag zur Kenntniss fossiler Binnenfaunen* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXIV, 1. Abth., 1876, p. 7-34); Frank Calvert und M. Neumayr, *Die jungen Ablagerungen am Hellespont* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XL, 1880, p. 360 et suiv.).

le golfe d'Adramyti vers le nord[1]. Ni à Samothrace, ni à Chio, ni sur toute la côte occidentale du golfe de Salonique jusqu'à l'Eubée, on n'a encore découvert aucune trace certaine de cette formation. Peut-être certaines couches limniques, découvertes par L. Burgerstein dans la péninsule de Cassandre, peuvent-elles permettre de supposer que la mer sarmatique s'est étendue jusque-là, mais avec une salure bien plus faible[2].

Revenons maintenant à la mer Noire.

Sur le rivage sud de cette mer, on ne connaît encore aucune trace de ces couches[3]. Par contre, au nord, à partir du Sud de la Pologne et de la Galicie, par la Podolie et la Bessarabie, court la zone déjà signalée des couches sarmatiques, qui se prolonge d'une part vers la Valachie, de l'autre, à l'est, vers la plaine russe. Cette zone, qui recouvre vers le nord le deuxième étage méditerranéen, est caractérisée par la présence de quelques types véritablement marins et par la grande variété de sa faune, aussi bien dans quelques points de la Galicie que près de Kichinev en Bessarabie. Là se trouve la chaîne de collines, élevées de plus de 400 mètres au-dessus de la mer, des Miodobores (les « forêts à miel ») qui s'étend depuis Podkamien près Brody, jusqu'à Kamenets Podolsk; elle est formée par un récif à bryozoaires de l'époque sarmatique; *Pleuropora lapidosa* a été là, comme dans beaucoup d'autres récifs plus petits de la Podolie, le principal organisme constructeur[4].

De la zone de Bessarabie, qui s'étend jusqu'au bas Dniestr, se détache vers l'est une bande sarmatique qui se dirige par Stepanovka, Voznesensk sur Nikopol et la Tauride, recouvrant au nord le Crétacé et le granite, recouvert au sud par le calcaire des steppes plus récent. Les couches sarmatiques se montrent en Crimée et se prolongent sans interruption vers l'isthme caucasien; là elles

1. Voir la petite carte de J. S. Diller, *Notes on the Geology of the Troad* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXIX, 1883, p. 628).

2. L. Burgerstein, *Geologische Untersuchungen im S. W. Theile der Halbinsel Chalkidike* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XL, 1880, p. 325).

3. La presqu'île de Sinope aurait besoin d'être explorée à nouveau, à la lumière des renseignements donnés par Brauns. Tchihatcheff, *Asie Mineure, Géologie*, III, p. 150.

4. N. Barbot de Marny, *Ueber die jüngeren Ablagerungen des südlichen Russland* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LIII, 1866, p. 339-342); Hilber, Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., II, 1882, p. 311, et ailleurs; L. Teisseyre, *Der podolische Hügelzug der Miodoboren als ein Sarmatisches Bryozoen-Riff* (Ibid., XXXIV, 1884, p. 299-312); E. von Dunikowski, *Geologische Untersuchungen in Russisch-Podolien* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XXXVI, 1884, p. 55, 63). [A. Michalski a récemment montré que les Miodobores ou Toltry sont formés par des récifs méditerranéens, recouverts d'une couche peu puissante de dépôts sarmatiques. Cela expliquerait aussi la présence des genres *Haliotis* et *Lima* (voir ci-dessus, p. 421; Bull. Comité Géol. Saint-Pétersbourg, XIV, 1895, p. 115-193 — *Note de l'auteur*).]

suivent les montagnes au nord par Stavropol jusqu'à Derbent, et au sud on les connaît dans les vallées du Rion et de la Koura. Elles ont participé aux grands mouvements orogéniques de la chaîne et, suivant les observations d'Abich, elles ont été portées au Schach-Dagh, près de l'extrémité est du Caucase, jusqu'à l'altitude de 2 330 mètres[1].

Puis elles suivent au sud la mer Caspienne : Tietze les a découvertes sur le flanc nord de l'Elbourz près de Beschel, à l'issue de la vallée du Talar[2]. A l'est du Caucase, elles prennent part à la structure du plateau de l'Oust-Ourt[3]. Sur le flanc est de ce plateau, elles dominent en couches horizontales le niveau de l'Aral, et ont dû certainement autrefois occuper toute la surface de ce bassin intérieur; mais elles n'ont pas encore été étudiées plus loin vers l'est. —

La mer sarmatique a donc été une vaste nappe d'eau, s'étendant jusqu'au delà de l'Aral actuel, et partagée vers l'ouest dans la vallée du Danube en une série de petits bassins. Sa communication avec un océan libre ne devait pas être vraisemblablement tout à fait complète, mais il est évident que l'eau de cette mer intérieure a conservé, à l'exception des points voisins des côtes, la même composition pendant fort longtemps. Les petits bassins particuliers ont eu aussi la même composition et devaient communiquer par suite librement avec la grande mer intérieure.

La plus grande partie de la mer Noire, au moins tout le nord, l'est et l'ouest, la mer de Marmara et le nord de la mer Égée étaient déjà compris dans ce bassin qui devait se prolonger dans la région caspienne jusqu'au pied de l'Elbourz. Les rapports de cette mer avec les bassins asiatiques seront, comme on l'a dit, examinés un peu plus loin.

La région sarmatique est comprise tout entière en dehors de la Méditerranée actuelle, si on considère cette dernière dans un sens restreint, c'est-à-dire en faisant abstraction de la mer Égée et de la mer Noire. Son point de communication avec la Méditerranée est inconnu; la variété la plus grande de sa faune et son type marin le plus pur se montrent, chose singulière, dans la zone qui comprend la Galicie et la Bessarabie. —

1. H. Abich, *Prodromus einer Geologie der Kaukasischen Länder,* in-4°, 1858, p. 152 et suiv. [Voir aussi N. Andrussow, *Mediterranschichten in der Krim und am Kaukasus* (Annalen k. Naturhist. Hofmuseums, Wien, II, 1887, Notizen, p. 76-78).]

2. E. Tietze, *Bemerkungen über die Tektonik des Albursgebirges in Persien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst,, XXVII, 1877, p. 392).

[3. Voir N. Andrussow, *Ein kurzer Bericht über die im Jahre* 1887 *im Transkaspischen Gebiet ausgeführten geologischen Untersuchungen* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVIII. 1888. p. 265-280).]

Les dépôts pontiques. — Les espèces autochtones de la mer intérieure sarmatique nous ont offert la première indication d'une nouvelle faune marine. Ce germe n'était pas destiné à se développer. L'abaissement des lignes de rivage de la mer du deuxième étage méditerranéen au niveau de la mer sarmatique n'a été que le prélude d'un abaissement beaucoup plus important. Nous touchons, en effet, à l'époque du plus grand rétrécissement de la Méditerranée.

Dans la région de la mer Noire, on voit reposer horizontalement, sur les couches sarmatiques, un groupe de dépôts formés dans des eaux douces ou légèrement saumâtres, et caractérisés par l'abondance de *Cardium* particuliers et de certains genres comme *Melanopsis*, *Valenciennesia*, *Congeria*. A ce groupe appartient le calcaire des steppes d'Odessa. C'est l'*étage aralo-caspien ancien* de Murchison, qu'on a pris l'habitude plus récemment de désigner sous le nom d'*étage pontique* ou *pannonique*. Il s'étend vers l'est dans la direction de la mer Caspienne, en particulier dans le bassin du Manytch [1], pénètre au sud-ouest dans le bassin d'Andrinople et sur la côte ouest de la Chalcidique et s'enfonce au loin vers l'ouest en Valachie et vers le nord-ouest jusque vers Czortkow en Galicie.

Des couches semblables et synchroniques remplissent le bassin de Pannonie et le bassin de Vienne.

A Vienne, les dépôts pontiques débutent en plusieurs endroits par une couche-limite dure à *Congeria triangularis* [2], puis vient une argile bleue, épaisse, à intercalations sableuses. La série se termine par une formation franchement fluviatile, les graviers du Belvédère, qui proviennent de la région ancienne du nord-ouest, c'est-à-dire de la Bohême, et qui s'étalent sur tout le bassin sous forme de cailloutis jaunâtres et de sables. Le fleuve correspondant a édifié, en aval de Krems, un grand delta dont les lambeaux seulement se montrent aujourd'hui au sommet des collines [3].

La disposition des couches pontiques dans cette région est très particulière. En certains points, comme par exemple à l'ouest du

1. V. von Möller, *Paläontologische Beiträge und Erläuterungen z. Briefe Danilewsky's über die Resultate seiner Reise an d. Manytsch* (Mél. Phys. et Chim., Acad. Sc. St.-Pétersb., XI, 1878, p. 55-76).

2. F. Karrer, *Ueber die Verhältnisse der Congerien-Schichten zur Sarmatischen Stufe bei Liesing* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XVIII, 1868, p. 273-276); Th. Fuchs, *Ueber ein neuartiges Vorkommen von Congerien-Schichten bei Gumpoldskirchen* (Ibid., XX, 1870, p. 128-130).

3. C'est le « Belvedere-Schotter » des géologues viennois. Il correspond aux graviers d'Eppelsheim dans le bassin de Mayence et de Balta en Podolie, ainsi qu'aux sables à Dinotherium du Jura. [Les cailloutis et limons à *Hipparion* du Luberon et les cailloutis du plateau de Valensole, dans le bassin de la Durance, appartiennent à la même époque avec un faciès très analogue aux graviers du Belvédère.]

lac de Neusiedl, elles se trouvent dans des vallées creusées aux dépens du deuxième étage méditerranéen et du Sarmatique. Il a donc fallu que leur dépôt fût précédé par une émersion complète de la région et par l'érosion de ces vallées sous l'action des eaux courantes. En d'autres points, elles se montrent à une assez grande altitude, jusqu'à 300-350 mètres environ, en couches horizontales au-dessus de l'étage sarmatique. Il en est ainsi par exemple aux environs de Mödling, près de Vienne[1].

Il en résulte clairement que, après l'émersion et le creusement des vallées, il s'est produit une élévation graduelle des eaux du lac, jusqu'à la hauteur ci-dessus indiquée. Ensuite s'est formé, comme on l'a dit, le grand fleuve venant de Bohême.

Ce lac est resté en communication avec les autres bassins lacustres du Danube et avec la mer, comme le prouve mieux que tout autre fait la pénétration de quelques poissons de mer jusqu'au voisinage de Vienne[2].

Les traces de cette extraordinaire régression de la mer, grâce à laquelle toute la vallée du Danube et toute la région pontique se sont couvertes d'eaux douces ou saumâtres, peuvent aussi se reconnaître en Italie.

Depuis déjà longtemps, Capellini a reconnu au-dessus des couches tortoniennes, c'est-à-dire du deuxième étage méditerranéen la présence d'une faune à *Cardium* pontiques, et de nombreux travaux ultérieurs, parmi lesquels il faut signaler la découverte de la même faune en Sicile par Cafici, ont amené aux résultats suivants[3].

1. Th. Fuchs, Mém. cité; E. Karrer, *Geologie der Franz Josef-Hochquellen-Leitung* (Abhandl. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1877, p. 250 et suiv.). Le Eichkogel, près Mödling, est haut de 1,146 pieds; néanmoins, le sommet est formé de calcaire d'eau douce, superposé à l'étage pontique.

2. J. Heckel, Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., II, 1851, Verhandl., p. 157; c'est probablement un *Bromius*, voisin des merluches actuelles; Th. Fuchs, *Ueber die Fischfauna der Congerien-Schichten*, Verhandl., 1871, p. 227 : *Beryx*, un clupeoïde et peut-être un scomberoïde. Le genre sarmatique *Cetotherium* monte jusque dans les dépôts pontiques de la Russie méridionale (Fuchs, Ibid., 1871, p. 303).

3. Parmi les nombreux documents qu'a suscités cette étude, je me bornerai à indiquer pour les environs de Turin : Fuchs, *Studien, etc.* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXVII, 1. Abth., 1878, p. 419); pour Livourne et la côte occidentale, et pour Ancône, Sinigaglia et la partie correspondante de la côte orientale : G. Capellini, *La formazione gessosa di Castellina marittima* (Mem. Acad. Sc. Bologna, 3ª ser., IV, 1874, p. 525-603); du même, *Gli strati a Congerie e le marne compatte mioceniche dei dintorni di Ancona* (Mem. Accad. Lincei, 3ª ser., III, 1879, p. 139-162); et *Gli strati a Congerie e la formazione gessososolfifera nella provincia di Pisa e nei dintorni di Livorno* (Ibid., 3ª ser., V, 1880, p. 375-427); S. de Bosniaski, *Cenni sopra l'ordinamento cronologico e la natura dei strati terziari superiori nei Monti Livornesi* (Rendic. Soc. Tosc. Sc. Nat., Pisa, 6 luglio 1879); et *La formazione gessosa e il secondo Piano Mediterraneo in Italia* Ibid., 14 nov. 1880). Pour le Sud et pour la Sicile : G. Seguenza, *Le formazione ter-*

Depuis le Nord de la Toscane et la Marche d'Ancône, des deux côtés de l'Apennin jusqu'à Reggio et jusqu'en Sicile, on trouve au-dessus de couches à *Ancillaria glandiformis* et *Cardita Jouanneti* ou de leurs équivalents, un dépôt de tripoli qui contient d'innombrables dépouilles de radiolaires et de diatomées, ainsi qu'une faune de poissons très variée. Cette faune de poissons, où Bosniaski a distingué près de cent espèces, comprend, d'après cet observateur, un mélange de genres de haute mer (*Clupea*, *Gadus*, *Caranx*, *Rhombus*) avec de nombreux petits poissons d'eau douce (*Leuciscus*). Le caractère d'ensemble de la faune est méditerranéen, avec un faciès un peu septentrional[1].

Dans ce tripoli, on trouve fréquemment des coquilles des genres *Syndosmya, Ervilia, Tapes*, *Cardium*, qui témoignent d'une certaine affinité avec la faune sarmatique, bien qu'on n'y ait pas reconnu d'espèces sûrement identiques. Capellini a pensé avoir trouvé dans ces couches le représentant positif de l'étage sarmatique.

Quelques observateurs voient dans la nature de ces sédiments et dans leur richesse en diatomées, la preuve que cette vaste formation à tripoli s'est déposée sous une profondeur d'eau plus considérable que les couches sous-jacentes à *Cardita Jouanneti*. D'autres supposent au contraire que la fréquence des poissons d'eau douce et le caractère des mollusques indiquent des eaux peu profondes et le voisinage des côtes. Quoi qu'il en soit, il est certain, du moins, que par-dessus le tripoli on observe une récurrence de couches normales du deuxième étage avec *Cardita Jouanneti, Pecten aduncus*, etc. En raison de ce fait, Stöhr et Bosniaski ne croient pas, comme Capellini, que ce tripoli représente l'état sarmatique, mais y voient une simple intercalation dans le deuxième étage, malgré sa répartition sur toute l'Italie.

Après cette partie supérieure du deuxième étage, qui surmonte le tripoli, on observe un abaissement général des lignes de rivage; des deux côtés de l'Apennin se forment des lagunes, où se dépose du gypse. A l'est, cet horizon gypsifère se poursuit depuis Turin par Ancône jusqu'à Reggio. A l'ouest, il se montre aussi depuis

ziarie nella Provincia di Reggio (Mem. R. Accad. Lincei, 3ª ser., VI, 1880, surtout p. 161 et suiv.); Ipp. Cafici, *Le formazione gessosa del Vizzinese e del Licodiano* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, XI, 1880, p. 37, 54); E. Cortese, *Brevi cenni sulla geologia della parte N.-E. della Sicilia* (Ibid., XIII, 1882, p. 331-334); S. Mottura, *Appendice alla memoria sulla formazione terziaria nella zona solfifera della Sicilia* (Mem. R. Com. Geol., II, 1872); E. Stöhr, *Sulla posizione geologica del tufo e del tripoli nella zona solfifera della Sicilia* (Boll. R. Com. Geol., IX, 1878, p. 498 et suiv.).

1. S. de Bosniaski, *La formazione gessosa*, p. 11 et ailleurs. C'est également à ce niveau qu'appartient la faune de poissons de Licata, décrite par Sauvage.

Sarzano par Livourne et Volterra, à travers toute la Toscane, reparaît dans l'Ouest de la Calabre, et passe de Reggio en Sicile où il prend une grande extension. Les gîtes de soufre de Sicile appartiennent à cet horizon, et le soufre y est dû à la réduction du gypse déposé dans les lagunes. En plusieurs points, il s'est formé aussi des calcaires travertineux.

Ces couches sont pauvres en débris organiques ; on y rencontre *Lebias crassicauda*. Bosniaski voit avec raison le véritable équivalent du Sarmatique dans cet horizon gypsifère, et non dans le tripoli sous-jacent.

Au-dessus de cet horizon gypsifère, on observe à Livourne et en quelques autres points une faible épaisseur de marnes blanches à *Melanopsis*, planorbes, insectes, poissons d'eau douce et batraciens. Cette phase correspond, d'après le même observateur, à la plus grande régression de la mer.

Puis viennent, comme terme supérieur de ce groupe de couches, des sables, des marnes et des mollasses, avec encore un peu de gypse, qui contiennent la faune pontique à congéries avec les *Cardium* spéciaux du calcaire des steppes du Sud de la Russie. Cet horizon est maintenant reconnu du nord au sud de la péninsule. C'est la partie supérieure de l'*étage messinien* de Mayer (*piano messiniano* de Seguenza) : son synchronisme avec les couches pontiques est généralement admis.

Dans ses belles études sur ce sujet, Bosniaski fait remarquer qu'il existe dans les couches pontiques des traces de la présence de poissons de mer (*Dentex*, *Raja*) et il en conclut que le niveau de la mer était un peu plus élevé que pendant la formation des couches d'eau douce immédiatement sous-jacentes.

Rappelons qu'à l'ouest du lac de Neusiedl, le dépôt des couches pontiques a été précédé par le creusement de vallées, que l'émersion du continent a pris fin entre l'époque sarmatique et l'époque pontique, et que quelques poissons de mer ont pu également pénétrer jusqu'à Vienne. Quittons maintenant l'Italie et dirigeons-nous vers la vallée du Rhône.

Les études de Fontannes ont montré que, là aussi, le dépôt des couches à *Cardium* pontiques de Bollène avait été immédiatement précédé d'un creusement des vallées. Les couches du deuxième étage méditerranéen sont ravinées et les couches à *Cardium* se trouvent dans les ravinements. On constate donc aussi dans le Sud de la France une extraordinaire régression des lignes de rivage avant le dépôt des couches à *Cardium*.

Nous connaissons maintenant l'étage pontique sous forme de couches d'eau douce ou un peu saumâtre depuis la mer Caspienne jusqu'à la vallée du Rhône. De cette manière, il couvre le Sud de la Russie, pénètre dans la vallée du Danube jusqu'au delà de Vienne, recouvre le gypse des deux côtés de l'Apennin et en Sicile et repose dans d'anciennes vallées d'érosion dans la région du Rhône. C'est avec raison que Neumayr l'a considéré comme une époque continentale bien caractérisée, et qu'il a affirmé que son équivalent marin n'était encore connu nulle part, parce que les lignes de rivage de cette époque étaient probablement plus basses que le niveau de la mer actuelle [1].

Nous admettrons donc que le maximum de la régression a coïncidé vraisemblablement avec la limite des époques sarmatique et pontique ; les érosions de la vallée du Danube et de celle du Rhône, ainsi que les couches à poissons d'eau douce intercalées en Toscane, le démontrent.

A l'époque de ce maximum de régression, époque où il est probable que la Méditerranée ne s'étendait pas à l'est plus loin que la Sardaigne ou la Corse, les animaux terrestres se sont modifiés. A la place de la faune précédente à *Mastodon angustidens*, *Palæomeryx*, *Listriodon*, etc., apparaît une nouvelle faune qui comprend *Mastodon longirostris*, *Hippotherium*, *Antilope*, et d'autres formes. Tandis que l'on connaît un assez grand nombre de cas où des débris de la faune précédente à *Mastodon angustidens* sont contenus dans des couches marines littorales, et qu'il en est de même pour les faunes terrestres qui suivent l'époque pontique, on n'a découvert jusqu'ici nulle part au sein de formations marines le moindre reste de la faune terrestre de l'époque pontique ; les lignes de rivage étaient trop abaissées.

Du début du troisième étage méditerranéen jusqu'à l'époque actuelle. — Après la phase pontique, la mer s'élargit de nouveau et recouvre de couches franchement marines une grande partie de la région des dépôts pontiques. La faune de cette mer se rapproche encore plus que celle des premier et deuxième étages de la faune méditerranéenne actuelle. En même temps que la mer s'étend de nouveau, on voit apparaître encore une fois une nouvelle population terrestre. C'est le début du troisième étage méditerranéen.

1. M. Neumayr, *Ueber den geologischen Bau der Insel Kos und über die Gliederung der jungtertiären Binnen-Ablagerungen des Archipels* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XL, 1879, p. 255, 279).

Des modifications extrêmement importantes, dont nous pouvons suivre le détail avec une précision d'autant plus grande que nous nous rapprochons davantage des temps actuels, interviennent entre cette époque et la nôtre. Toutefois, pendant cette période de temps fort longue, il ne semble pas que l'on puisse reconnaître de séparation et de concentration des eaux aussi marquée qu'entre le premier et le deuxième étage, ni de régression de la mer aussi lointaine qu'entre le deuxième et le troisième étage. Mais la variété des conditions est si grande qu'il devient nécessaire de réduire aux limites indispensables notre exposition.

Commençons par l'ouest.

Les importantes dénudations qui se sont produites dans le golfe de la Gironde semblent y avoir enlevé toute trace du troisième étage méditerranéen. Cet étage est par contre bien connu dans le golfe du Guadalquivir et facile à distinguer du deuxième étage. Il se montre en plusieurs points de la Méditerranée occidentale, aussi bien sur les côtes du Nord de l'Afrique que sur le bord sud du massif ibérique et du Plateau Central français et pénètre, en recouvrant les couches pontiques à *Cardium*, dans l'intérieur des vallées d'érosion prépontiques de la vallée du Rhône.

Il entoure les deux flancs de l'Apennin, forme au nord les couches d'Asti et de Sienne, si connues par leur richesse en organismes fossiles, et recouvre une partie de la Sicile, presque partout superposé aux couches pontiques à *Cardium*. Une exception paraît exister pour la partie nord du golfe de Gênes, où cet étage surmonte directement les roches anciennes des Alpes et où semble s'être produit un effondrement récent, et une deuxième exception existe à la pointe sud de la péninsule. En ce point, Seguenza a donné à ces dépôts, que l'on désigne ordinairement sous le nom de *Pliocène inférieur*, celui de *piano zancleano*. Il a montré dans ses belles recherches que ce Zancléen va reposer en transgression sur tous les étages précédents, aussi bien que sur les tranches redressées des formations beaucoup plus anciennes, et qu'il s'élève au pied de l'Aspromonte jusqu'à l'altitude considérable de 1 200 mètres [1].

Dans cette région, des bords de la mer Ionienne, auprès de Gérace, par exemple, on voit les lambeaux blancs et cuboïdes du puissant étage zancléen, formé d'un mélange de calcaire tendre, de sable et de couches à bryozoaires, s'appliquer contre les roches anciennes, aux teintes sombres, comme les restes d'un man-

1. G. Seguenza, *Le formazione terziarie nella Provincia di Reggio-Calabria* (Atti R. Accad. Lincei, Mem., 3ᵉ ser., VI, 1880, p. 169, 175, et ailleurs).

teau déchiré et s'élever vers la montagne avec une pente très faible. Bien que je n'aie visité que la partie basse de cette ceinture de sédiments, il me paraît difficile de croire que ces couches à bryozoaires de Gerace, si semblables aux couches à bryozoaires de la « zone des corallines » qui se forment actuellement à la profondeur de 20-35 brasses dans la mer Egée, aient pu se former à plus de 1 000 mètres de profondeur, comme cela devrait être si les couches du Zancléen s'étaient déposées sous leur inclinaison actuelle. Il faut donc admettre en ce point des mouvements récents des montagnes[1].

Nous trouverons bientôt dans la même région des couches marines encore plus récentes portées aussi à de grandes hauteurs. —

Bien que les couches contemporaines du Zancléen soient bien visibles des deux côtés de l'Apennin et qu'elles prennent un développement important sur le revers nord-est de cette chaîne, elles font au contraire entièrement défaut dans la partie nord de la mer Adriatique; dans l'intérieur des chaînes calcaires de Dalmatie, elles sont remplacées par des dépôts d'eau douce. Tietze les a observées cependant à Dulcigno. Elles sont encore visibles dans les îles Ioniennes, où Th. Fuchs les a vues avec une allure assez tourmentée. De là elles constituent une grande ceinture autour du Péloponnèse, associées à des couches marines horizontales plus récentes, dont elles forment la base.

Il n'est pas certain que les couches de cet âge atteignent l'île de Chypre et la Crète ; sur la partie est des côtes d'Afrique, elles sont inconnues ; elles manquent dans les Cyclades, et ne pénètrent ni dans l'Archipel, ni dans la région de la mer Noire, ni enfin dans la vallée du Danube, où l'on n'observe d'ailleurs aucune trace marine plus récente que celle de l'étage sarmatique.

L'extension de la mer à cette époque a donc été bien plus faible vers le nord-est et vers le sud-est qu'à l'époque du deuxième étage méditerranéen. Une autre preuve de ce fait consiste dans l'existence dans le bassin du Danube, en particulier en Slavonie et de même dans l'Archipel, de couches d'eau douce dont Neumayr a démontré, dans son importante monographie de l'île de Cos, le synchronisme avec ces formations marines. Nous désignerons ces couches, avec Hochstetter, sous le nom de *Groupe levantin*.

1. G. vom Rath (*Ein Ausflug nach Calabrien*, in-8°, 1871) a publié une esquisse que j'avais dessinée du Monte Jejunio et de la colline de Gerace, qui montre cette disposition. Le sommet conique qui se dresse à gauche, au dessous du point culminant du Jejunio, semble porter encore un lambeau de sable tertiaire ; toutefois, je ne puis certifier le fait, n'en ayant pas fait l'ascension.

Ces couches levantines, avec leurs nombreuses paludines, témoignent de l'existence d'une série de lacs d'eau douce plus ou moins grands, dont les traces ont été reconnues déjà en Dalmatie, en Bosnie, dans le Nord de la Grèce et en Asie Mineure, et qui, chaque année, sont signalées dans des localités nouvelles[1]. Ces couches acquièrent une grande puissance dans la région de la mer Egée, et y recouvrent des marnes blanches ou bigarrées qui représentent peut-être un ensemble de couches d'eau douce d'âge encore plus ancien. A Cos, elles s'élèvent jusqu'à l'altitude de 330 mètres et les débris de leurs couches inférieures se montrent çà et là à Imbros, à Lemnos, à Samos et dans d'autres îles. Elles sont très puissantes dans l'île d'Eubée ; en Locride, près du sommet culminant des montagnes de Karya, Bittner a observé des conglomérats tertiaires fluviatiles appartenant à cet étage, jusqu'à 900 mètres au-dessus du niveau de la mer[2]. Peut-être faut-il aussi attribuer à cet étage les puissants conglomérats tertiaires du Nord du Péloponnèse[3], que Boblaye et Virlet ont suivi sur les montagnes de Ziria, au sud de Trikala, jusqu'à la hauteur de 1 500 mètres[4], apparemment, il est vrai, en couches redressées. Enfin, elles s'étendent sous leur forme typique de couches à paludines dans les Cyclades et jusqu'en Crète.

Les escarpements abrupts que forment les couches d'eau douce levantines près de la mer ont amené Spratt à formuler, depuis plusieurs années déjà, l'opinion que toute cette région de la Méditerranée devait son existence à un effondrement récent ; les études de Neumayr et de ses collaborateurs ont entièrement confirmé cette opinion. —

Mais une fois de plus interviennent de grands changements ; on voit apparaître une nouvelle formation marine, la quatrième faune méditerranéenne ou *Pliocène supérieur*. La mer entoure de nouveau les deux flancs de l'Apennin ; à Rome les sables du Monte Mario se déposent sur les marnes bleues du Vatican, qui rappellent

[1. En France, il faut citer le grand lac levantin à paludines qui a occupé, sur 250 kilomètres de longueur, la vaste dépression de la vallée de la Saône jusqu'à Lyon, pendant la première moitié du Pliocène (Delafond et Depéret, *Les terrains tertiaires de la Bresse et leurs gîtes de lignites et de minerais de fer*, 1 vol. de texte et 1 atlas in-4°, carte à 1 : 320.000. Paris, 1893, Service des topographies souterraines).]

2. A. Bittner, *Der geologische Bau von Attika, Boeotien, Lokris und Parnassis* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien., XL, 1878, p. 12).

[3. Cette hypothèse a été confirmée par A. Philippson, *Der Peloponnes, Versuch einer Landeskunde auf geologischer Grundlage*, in-8°, Berlin, 1892, p. 407-413, carte.]

4. Puillon de Boblaye et Th. Virlet, *Expédition scientifique de Morée*, II, 2e partie, *Géologie et Minéralogie*, in-4°, Paris, 1833, p. 214.

le Schlier à plusieurs points de vue. En Calabre, des couches de même âge se forment au pied du Zancléen, et d'après Seguenza dans des ravinements creusés dans cet étage. Elles couvrent une grande partie de la Sicile, mais n'atteignent pas la côte dalmate; la bordure qu'elles forment tout autour du Péloponnèse atteint l'altitude assez uniforme de 500 mètres. Elles pénètrent jusque dans les Cyclades et recouvrent, par exemple à Cos, les couches levantines à paludines. Mais elles n'atteignent non plus ni la région de la mer Egée, ni les côtes d'Égypte.

A partir du début de l'invasion de la mer dans la région des couches d'eau douce levantines, la diversité des phénomènes devient si grande que je me trouve obligé de modifier de nouveau le plan de mon sujet, et de remplacer l'aperçu chronologique par un exposé très succinct de quelques-uns des faits et des événements principaux. Les points sur lesquels je désire insister brièvement sont les suivants : l'introduction temporaire de mollusques arctiques dans la Méditerranée et la formation de quelques effondrements récents. Quant à la pénétration temporaire de la mer Rouge dans la région de la Méditerranée actuelle, fait qui s'est produit dans la Basse-Égypte, elle sera traitée dans un chapitre ultérieur.

Immigrés du Nord dans la Méditerranée. — Durant toutes les phases de l'histoire de la Méditerranée, et surtout pendant la phase de grande restriction de cette mer qui a précédé le début du deuxième étage, et celle plus grande encore qui s'est montrée au début et pendant l'époque des lacs pontiques, l'Océan Atlantique était une région où la faune méditerranéenne a continué de vivre avec ses espèces les plus caractéristiques, et qui toujours a servi de point de départ au repeuplement des contrées abandonnées par la mer. Telle est la signification du caractère surtout occidental des affinités fauniques qui se manifestent depuis le premier étage jusqu'à nos jours.

Il y a longtemps déjà et avant que l'on eût appris à distinguer le premier du deuxième étage, il a été possible, en s'appuyant sur les études de M. Hörnes sur les coquilles tertiaires de Vienne, de montrer que parmi ces coquilles quelques formes très caractéristiques ont continué de vivre jusqu'à nos jours sur la côte de Sénégambie. Les nouvelles recherches au Cap-Vert et sur la côte ouest de l'Afrique ont multiplié ces exemples[1]. A côté de ces éléments

1. *Ueber die Wohnsitze der Brachiopoden, II* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien,

importants, quelques-unes des faunes contiennent d'autres groupes, d'âge et d'origine différents, que l'on ne peut distinguer que par une analyse attentive.

Une analyse de ce genre, remarquable par la profondeur de ses vues, a été publiée par R. Tournouër pour les mollusques du *deuxième étage méditerranéen*, qui affleure à *Cabrières* dans le golfe du Rhône. Il y distingue les groupes suivants : 1° un petit nombre d'espèces qui paraissent être les descendants des anciens types des mers européennes de l'époque oligocène ou même de l'époque éocène; 2° un groupe beaucoup plus nombreux d'espèces nouvelles et importantes, qui distinguent la faune du deuxième étage méditerranéen de la faune oligocène, lui donnent son cachet particulier, et ont à l'époque actuelle de proches parents dans des mers exotiques plus chaudes; 3° des espèces dont les proches parents ne se trouvent ni dans les mers anciennes de l'Europe, ni dans les mers chaudes actuelles, mais qui apparaissent comme types nouveaux, destinés en partie à disparaître plus tard, en partie à persister et même à se développer davantage et qui constituent le fonds principal de la faune méditerranéenne actuelle[1].

On peut résumer l'idée dominante de Tournouër en subdivisant ces mollusques en *anciens autochtones*, en *émigrés* et en *nouveaux autochtones*, ces derniers pouvant être des types stériles ou des types fertiles. La transformation normale dans le sens de la faune actuelle pourrait alors résulter de l'extinction progressive des anciens autochtones, de l'émigration lointaine du deuxième groupe, de la disparition des types nouveaux stériles, enfin de la multiplication et de la prépondérance finale des nouveaux types fertiles. Mais cela ne suffit pas à expliquer ce grand phénomène.

Et d'abord il ne s'agit pas seulement de l'extinction du deuxième groupe; avant le début de l'époque pontique, toute la faune marine a été chassée d'une très notable portion de la mer, la mer elle-même s'est singulièrement resserrée, les dépôts formés dans des lacs intérieurs se sont par contre étendus; on doit donc se demander quels sont les types qui ont pu, après cette expulsion totale,

XXXVIII, 1860, p. 159); *Ueber die einstige Verbindung Nord Afrika's mit Süd Europa* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XIII, 1863, p. 26, 27); voir en outre L. Tausch, *Die von Prof.* C. Doelter *auf den Capverden gesammelten Conchylien* (Zeitschr. deutsch. malak. Ges., 1884, p. 181-188), etc. [Voir aussi G. F. Dollfus, *Une coquille remarquable des faluns de l'Anjou, Melongena cornuta, Ag. sp.* (*Pyrula*). Bull. Soc. d'Études scientif. d'Angers, 17e année, 1888, p. 25-56, 4 pl.]

1. R. Tournouër, dans Fischer et Tournouër, *Invertébrés fossiles du mont Léberon* (Gaudry, *Animaux fossiles du mont Léberon*, in-4°, 1873), p. 163-170.

reprendre possession des nouveaux rivages créés par le retour de la mer et s'y maintenir.

Dans son analyse de la *faune du troisième étage méditerranéen du bassin du Rhône*, Fontannes fait bien ressortir la diminution des formes méridionales. Cette faune comprend 315 espèces réparties en 143 genres. De ces 143 genres, 2 existent dans les grands fonds de la Méditerranée actuelle, représentés seulement par 1 ou 2 petites espèces; 2 genres sont éteints; 16 autres genres sont étrangers à la Méditerranée actuelle et continuent de vivre, pour la plupart avec un plus riche développement, dans les mers chaudes actuelles. Ils représentent donc dans le troisième étage les affinités avec les mers chaudes de l'époque actuelle. Mais ces 16 genres ne sont, à une seule exception près, représentés dans cette faune que par un très petit nombre d'espèces; exactement comme le seul *Conus mediterraneus* représente dans la Méditerranée actuelle les nombreuses et grandes espèces de *Conus* des faunes méditerranéennes anciennes, comme un résidu isolé[1].

Mais en passant de la troisième à la quatrième faune, celle du Pliocène supérieur, nous commençons à rencontrer un élément tout à fait nouveau et jusque-là étranger à la Méditerranée, tout un groupe de formes émigrées du Nord. En même temps les représentants des mers chaudes diminuent de nombre.

Les dépôts si fossilifères du Monte Pellegrino et de Ficarazzi près Palerme ont été attribués par quelques auteurs à la quatrième faune, par d'autres à un niveau un peu plus récent. Monterosato y a reconnu 504 espèces de coquilles marines, et sur ce nombre, 411 espèces qui vivent encore dans la Méditerranée, 27 qui n'existent plus dans la Méditerranée, mais ont continué de vivre dans l'Océan Atlantique et dans les mers du Nord, et enfin 66 espèces qui n'ont jamais été trouvées vivantes. Parmi les espèces du deuxième groupe, il en est, telles que *Buccinum groenlandicum*, *Bucc. undatum*, *Trichotropis borealis*, *Panopæa norvegica*, *Mya truncata*, *Cyprina islandica*, etc., qui caractérisent à l'époque actuelle les mers froides du Nord[2].

L'apparition de ces espèces est sans aucun doute en relation directe avec les indices du grand refroidissement qui, vers la fin

1. F. Fontannes, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XI, 1882. p. 116, 117.

2. Me T. A. di Monterosato, *Nota intorno alla Conchologia fossile di Monte Pellegrino e Ficarazzi*, in-8°, Palermo, 1872; les espèces du Nord se trouvent près de Ficarazzi dans une couche distincte (p. 17). Voir aussi du même auteur, *Catalogo delle Conchiglie fossile etc.* (Bull. R. Com. Geol., VIII, 1877, p. 28-42).

des temps tertiaires, s'est manifesté sur une grande partie de la surface du globe et en particulier sur tout le continent européen. Mais il y a des difficultés sérieuses à suivre cet horizon dans toute l'étendue des couches marines méditerranéennes, et ces difficultés persistent encore, bien que Philippi ait fait connaître dès 1844 l'existence de quelques espèces de l'extrême Nord dans le Sud de la Sicile.

Comparons maintenant cette faune des environs de Palerme avec l'analyse donnée par P. Fischer de la faune de mollusques de *Rhodes*, qui doit être également attribuée à la quatrième faune, c'est-à-dire au Pliocène supérieur. Des 312 espèces de cette faune, 246 vivent encore aujourd'hui dans la Méditerranée, 58 espèces sont éteintes, et 8 espèces seulement paraissent émigrées. Parmi ces dernières, 3 espèces habitent aujourd'hui la côte occidentale de l'Afrique ou le Cap-Vert, 1 l'Ouest et le Nord de l'Europe, et 4 sont des espèces du Nord[1].

Dans les dépôts marins de l'*île de Cos*, qui recouvrent les couches d'eau douce levantines, Neumayr voit de grandes ressemblances avec ceux de Rhodes et les a considérés comme synchroniques; sur 107 espèces recueillies à Cos, 80 se retrouvent à Rhodes, mais des émigrés du Nord n'ont pas été encore découverts à Cos, au moins jusqu'à ce jour[2].

Bien plus difficile est l'appréciation des faits observés dans le *Sud de la Calabre*. Seguenza y distingue un *étage sicilien*, recouvert en discordance par un *etage saharien;* les espèces septentrionales de l'étage inférieur remontent dans la partie la plus ancienne de l'étage supérieur, le *Saharien*.

Le *Saharien inférieur* ou *Quaternaire ancien* atteint au-dessus de Reggio, d'après les observations de ce géologue, l'altitude de 830 mètres et comprend 497 espèces, dont 300 mollusques. Parmi ces derniers, 9 sont des formes septentrionales et 6 ou 7 seulement des espèces éteintes.

Le *Saharien supérieur* s'élève à une hauteur moindre, formant une ligne de rivage qui peut atteindre environ 250 mètres, et s'appuie sur les couches précédentes; on y connaît 515 espèces, dont 310 espèces du Saharien inférieur, mais il n'y a pas d'espèces septentrionales. Parmi les 309 mollusques de cette division on trouve par contre, à côté des espèces méditerranéennes actuelles, dont le

1. P. Fischer, *Paléontologie des terrains tertiaires de l'île de Rhodes* (Mém. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., I, 1877, p. 40-44).
2. Neumayr, *Kos*, p. 252.

rôle est prépondérant, 8 espèces qui survivent dans les mers plus chaudes.

Si on considère tous les groupes d'invertébrés, on trouve 11 espèces des mers chaudes, et parmi ces espèces 7 vivent encore sur la côte occidentale de l'Afrique, aux Canaries ou aux îles du Cap-Vert, et 4 dans la mer Rouge ou dans d'autres mers chaudes. Il y a ensuite 10-13 espèces éteintes dans ce Saharien supérieur, parmi lesquelles se trouvent toutefois quelques types récurrents des deuxième et troisième étages méditerranéens.

Il résulte de ces faits qu'à l'époque de la formation des lignes de rivage les plus élevées, les espèces du Nord s'étaient attardées encore dans la Méditerranée, tandis qu'elles avaient disparu après l'abaissement de ces mêmes lignes de rivage, et que par contre on voit réapparaître dans cette mer quelques types de climat plus chaud. Enfin, au moment où le niveau des lignes de rivage se rapproche davantage de ce qu'il est aujourd'hui, on voit s'établir les caractères actuels de la faune marine[1].

Il existe encore d'autres indices de cette récurrence temporaire d'un petit nombre de types chauds à l'époque post-glaciaire. Il est probable qu'il faut rapporter à cette époque récente les dépôts marins de *Tarente*, qui se montrent aux environs de ce port sous forme d'un plateau élevé à peine de 12 à 16 mètres au-dessus de la mer, et se prolongent d'une part sur le plateau d'Apulie et d'autre part jusqu'à la petite île de Pelagosa[2].

Kobelt n'a trouvé dans cette île, sur 260 espèces de coquilles marines, que 9-11 espèces tout à fait éteintes ou disparues de la Méditerranée, et aucune forme septentrionale. Le reste appartient à la faune méditerranéenne actuelle[3].

Fréquemment aussi, l'élément septentrional n'est représenté que par une seule espèce, *Cyprina islandica*, mais alors également on voit apparaître tous les autres groupes qui ont constitué dans la

1. Seguenza, *Provincia di Reggio*, p. 237, 315, 336 et surtout 345 et suiv. Le « piano siciliano » à coquilles du Nord est attribué comme « Pléistocène » au Tertiaire, le « piano saariano », qui renferme les mêmes espèces septentrionales dans ses couches les plus anciennes, au Quaternaire; ces essais de classification font toucher du doigt la difficulté du sujet. Mantovani décrit d'une manière un peu différente la disposition des couches aux environs de Reggio (*Alcuni osservazioni nei terreni terziari dei dintorni di Reggio-Calabria*, Boll. R. Com. Geol., IX, 1878, p. 443-468).

2. Th. Fuchs, *Die Tertiärbildungen von Tarent* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXX, Abth. 1, 1874, p. 193-197).

3. W. Kobelt, *Verzeichniss der von mir bei Tarent gesammelten fossilen Conchylien* (Jahrb. deutsch. Malak. Ges., I, 1874, p. 65 et 77). Fuchs et Bittner insistent sur l'identité de ces dépôts avec ceux de Lentini en Sicile (*Die Pliocänen Bildungen von Syrakus und Lentini*, Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXI, Abth. 1, 1875, p. 179-188).

suite des temps la population actuelle de la Méditerranée. Dans les couches riches en mollusques de *Valle Biaja*, les listes de C. de Stefani ont fait connaître 253 espèces de coquilles marines; sur ce nombre, 209 vivent encore dans la Méditerranée et 115 sont répandues jusque sur les côtes de la Grande-Bretagne et de la Norvège. Ces dernières constituent en substance l'élément celtique de la faune. 20 espèces sont des restes éteints aujourd'hui des étages antérieurs; 2 espèces vivent au Sénégal, 1 aux Antilles, 1, *Cyprina islandica,* représente seule l'élément boréal[1].

Me proposant de revenir longuement, dans un chapitre ultérieur, sur les régressions intermittentes des lignes de rivage de la Méditerranée jusqu'à l'époque historique, je me contenterai pour le moment de ces exemples.

Ils montrent à quel haut degré la constitution de la faune actuelle de la Méditerranée dépend de l'histoire de cette mer. Des observateurs récents, tels que Jeffreys, ont montré que la faune actuelle des grands fonds de la Méditerranée possède une extraordinaire similitude avec celle des mers britanniques. C'est l'élément celtique qui, apparu ici en grande partie à l'époque glaciaire, s'est conservé aujourd'hui dans les régions profondes. Dans les zones plus superficielles vit l'élément lusitanien et méditerranéen typique, et à côté de cet élément, on trouve çà et là quelques formes étrangères d'un caractère surtout ancien, comme le *Tritonium nobile* des Indes occidentales, recueilli sur la côte est de la Sicile[2]. Enfin les résidus septentrionaux ne font pas non plus entièrement défaut, comme le curieux crustacé macroure, *Nephrops norvegicus*, qui, selon Lorenz, existe en compagnie d'un petit nombre d'autres espèces septentrionales dans les parties profondes du nord et du centre du Quarnero, et qui fait défaut dans tout le reste de la Méditerranée : il est cependant si commun sur ces points qu'on le vend journellement par paniers sur les marchés de Venise, de Trieste et de Fiume[3].

Le résultat général des recherches faites jusqu'à ce jour me paraît être le suivant : depuis le début du troisième étage, il y a eu dans la Méditerranée beaucoup d'événements locaux, dont le plus important va être signalé, et de nombreuses oscillations des lignes

1. C. de Stefani, *Sedimenti sottomarini dell' Epoca postpliocenica in Italia* (Boll. R. Com. Geol., VII, 1876, p. 272-289); voir aussi Neumayr, *Kos*, p. 251.

2. Kobelt, Jahrb. Malak. Ges., I, 1874, p. 347-352.

3. Pour son habitat, voir J. R. Lorenz, *Physikalische Verhältnisse und Vertheilung der Organismen im Quarnerischen Golfe*, in-8°, 1863, p. 328.

de rivage, sans que pourtant la mer ait jamais été aussi restreinte qu'immédiatement avant le troisième étage.

Dans cette mer aux rivages mobiles, on voit apparaître d'abord la troisième faune, ensuite les émigrés du Nord; plus tard encore, grâce à un climat plus doux, reparaissent quelques éléments chauds. Le climat et la situation des lignes de rivage tendaient à se rapprocher de plus en plus de l'état actuel, et chacune des émigrations successives survenues aux époques antérieures a, du moins, laissé quelques traces dans la faune actuelle.

Il est donc très difficile, dans l'état présent de nos connaissances, d'établir des divisions plus précises dans la longue série de dépôts qui nous sépare du début de la troisième faune, bien que des changements importants soient facilement reconnaissables dans ce long espace de temps[1].

Pour l'orientation des recherches ultérieures, il faut considérer comme un fait capital l'apparition des émigrés du Nord. Quant aux modifications tectoniques survenues dans le bassin de la Méditerranée, elles ne sont, malgré leur grandeur, que des phénomènes d'ordre secondaire. L'apparition des formes du Nord est au contraire un phénomène dû à une cause générale, tout à fait indépendant de ces événements locaux; et, malgré quelques incertitudes de détail, dues à l'état encore incomplet des observations, c'est un point de départ d'une haute valeur pour la chronologie des événements tectoniques.

Les derniers effondrements. — Il est un fait très remarquable, c'est que les dépôts marins récents, étagés en terrasses, dont il vient d'être question, font entièrement défaut dans certaines parties de la Méditerranée actuelle, ou bien n'y sont représentés que par les étages les plus bas comme niveau, c'est-à-dire les plus récents; ces lacunes se présentent dans un ensemble de circonstances qui trahissent la jeunesse de ces régions marines.

L'exemple le plus frappant de cette annexion toute récente d'une nouvelle région marine au domaine méditerranéen nous est fourni par la *mer Égée* avec la *mer Noire*. Dans le Sud de la Russie, ainsi qu'on l'a dit plus haut, la mer tongrienne s'est étalée depuis le Samland vers l'est, sur toute la plaine, jusqu'au pied oriental de l'Oural. Puis vient, après une longue lacune, le deuxième étage méditerranéen, que l'on peut suivre de la Galicie jusqu'à

1. A des conclusions analogues sont arrivés par exemple P. Fischer (*Ile de Rhodes*, p. 42) et, avant lui, Philippi (*Enumeratio Molluscorum Siciliæ*, II, 1844, p. 271).

Elisabethgrad et jusque vers Kertch; mais il ne faut pas oublier qu'il est impossible de reconnaître une communication directe de cette mer avec le bassin méditerranéen actuel. Ensuite, l'étage sarmatique recouvre toute la région au loin jusque vers l'Aral. Il est suivi par l'étage pontique avec le calcaire des steppes, à l'époque de la plus grande réduction de la Méditerranée. Mais tandis qu'à l'ouest, par exemple en Italie, l'étage pontique est immédiatement recouvert par le troisième et le quatrième étages méditerranéens, il n'en est pas ainsi dans la région de la mer Noire. Cette région est restée pendant très longtemps séparée de la Méditerranée[1].

La région de la mer Égée présente des faits particuliers. Ni le premier ni le deuxième étage méditerranéen ne l'ont recouvert. Les étages sarmatique et pontique s'étendent du nord jusqu'à la Troade; le dernier atteint aussi la Chalcidique. Pendant le troisième étage méditerranéen, il existe ici un lac profond d'eau douce, faisant partie de la chaîne des lacs levantins qui, de la Slavonie, se prolonge jusqu'en Asie Mineure. C'est seulement au sud que se trouve la Méditerranée. Jusqu'à cette époque, l'Europe était toujours restée réunie à l'Asie, dans cette direction, par un large isthme continental.

Les événements postérieurs ont été clairement exposés par Neumayr[2].

D'abord la partie sud de ce continent s'effondre, et le quatrième étage méditerranéen pénètre jusqu'à Milo, à Rhodes et à la partie est de l'île de Cos, où des dépôts marins reposent sur les formations d'eau douce levantines. C'est vraisemblablement l'époque de la formation d'une large zone de fractures, jalonnée par la ligne volcanique des Cyclades, de Nisyros, Santorin, Milo, Poros, Methana et Égine; c'est dans cette zone qu'ont continué jusqu'à nos jours, les tremblements de terre et les éruptions volcaniques. Elle paraît se prolonger vers le golfe de Corinthe où, d'après les observations de Th. Fuchs, l'isthme présente tous les caractères d'une grande fosse d'effondrement[3].

[1. Voir N. Andrussow, *Sur l'état du bassin de la mer Noire pendant l'époque pliocène* (Mélanges géol. et paléont. tirés du Bull. de l'Acad. Imp. des Sc. St.-Pétersbourg, I, livr. 2, 1893, p. 165-176).]

2. Neumayr, *Kos*, p. 273 et suiv., et *Zur Geschichte des östlichen Mittelmeerbeckens* (Virchow u. Holtzendorff's Sammlung gemeinverst. wiss. Vorträge, Heft 392, Berlin, 1882).

3. Th. Fuchs, *Studien über die jüngeren Tertiärbildungen Griechenlands* (Denkschr k. Akad. Wiss. Wien, XXXVII, 2. Abth., 1877, p. 1-42). [Voir aussi A. Philippson, *Der Isthmos von Korinth* (Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin, XXV, 1890, p. 1-98, pl. 1).]

Très tardivement, enfin, tout le continent égéen s'effondre; de puissants dépôts d'eau douce levantins coupés à pic dessinent les nouveaux rivages; la Méditerranée s'avance, pénètre au loin dans le bassin pontique et dans la mer d'Azov, au delà même du contour si régulier de cette mer.

Un nouvel ordre de choses s'établit; à la place de hautes montagnes se trouve une mer, profonde en nombre de points de plusieurs milliers de pieds; ce phénomène s'est effectué à une époque très récente, en tout cas depuis l'époque glaciaire. Peut-être l'homme en a-t-il déjà été le témoin. Dans les Dardanelles et à Gallipoli, il existe sans doute des dépôts méditerranéens, mais ils ne s'élèvent pas à plus de 40 pieds au-dessus du niveau actuel de la mer; ils ne contiennent aucune espèce septentrionale, une seule espèce éteinte, et, pour le reste, seulement des formes actuelles de la Méditerranée. A Gallipoli, on a trouvé un couteau de silex qui proviendrait de ces couches[1]. La vallée du Danube, qui pendant si longtemps était un anneau de la grande chaîne de bassins du Sud de la Russie et de l'Asie intérieure, en est maintenant séparée par une partie de la Méditerranée. A l'ouest de la mer Noire actuelle s'écoulent librement les fleuves et la vie; à l'est, il n'y a plus d'écoulement et la vie s'arrête.

Dans cette vaste région dépourvue d'écoulement vers la mer, le véritable descendant des anciens lacs saumâtres pontiques est la mer Caspienne, à laquelle la Méditerranée, en pénétrant par-dessus l'effondrement de la région égéenne, a enlevé son grand affluent, le Danube. Dès l'année 1865, bien avant que ces faits fussent connus, Filippi exprimait son étonnement du caractère danubien de la faune de poissons de la Caspienne; et cet observateur perspicace tirait déjà, d'un examen de cette faune de la Caspienne, la conclusion que si on voulait poursuivre l'histoire physique de cette mer, on devrait tourner son attention plutôt du côté du Danube que de la mer Noire, pourtant plus voisine[2].

1. Calvert und Neumayr, *Junge Ablagerungen am Hellespont*, p. 366 et 358. Spratt connaissait, dès 1856, non seulement les dépôts méditerranéens récents des Dardanelles, mais encore une formation analogue à Leftero-Khori, dans la baie de Salonique, au sud du Vardar; ce lambeau, qui est évidemment très récent, s'élève jusqu'à environ 30 pieds et s'appuie sur des couches d'eau douce (*On the Geology of Varna and the neighbouring parts of Bulgaria*, Quart. Journ. Geol. Soc., XIII, 1856, p. 72-83; *On the freshwater deposits of Euboea*, Ibid., p. 177-184).

2. F. de Filippi, *Note di un viaggio in Persia*, in-8°, Milano, 1865, p. 318. [Voir aussi l'excellent travail de N. Androussov, *Aperçu de l'histoire du développement de la mer Caspienne et de ses habitants* (en russe, Bull. Soc. Imp. Russe de Geogr., XXIV, 1888, p. 91-114, avec 2 cartes).]

Il est bien connu que le niveau actuel de la Caspienne est à 26 mètres au-dessous de celui de la mer Noire[1]. Les dépôts de la Caspienne, caractérisés par les formes actuelles de mollusques, s'étendent jusque vers l'Ouil, le lac Elton et jusqu'à Tsaritsyn, et même d'après Stuckenberg jusqu'à la région comprise entre Stavropol et Simbirsk sur la Volga. D'après les récoltes de Danilewsky, Möller a montré que, dans la dépression du Manytch, elles se prolongent même vers l'ouest jusqu'au liman de Metchetnoy, en face d'Orlov Simovnik, à une distance de 140-150 kilomètres seulement de la mer d'Azov. Dans la région du Manytch, en particulier, on trouve disposées horizontalement les unes au-dessus des autres les couches sarmatiques, pontiques et caspiques[2].

Dans le rapport de Konchine sur la steppe de Kara-Koum, nous voyons que la partie ouest de cette région présente des dépôts aralo-caspiens fossilifères, tandis que la partie orientale est d'âge plus ancien[3].

Si l'on rattache ces nouvelles observations aux recherches plus anciennes et en particulier à la magistrale étude d'ensemble de cette région publiée par Helmersen en 1879, on arrive aux conclusions suivantes[4] :

La Caspienne comprend une moitié nord peu profonde et une moitié sud où les profondeurs atteignent 1 000 mètres. Celle-ci occupe, comme l'a montré Abich, l'emplacement d'une partie affaissée et s'affaissant peut-être encore, de la chaîne du Caucase, courant à travers la Caspienne. Sa jonction avec l'Aral, à une époque récente, c'est-à-dire depuis l'apparition de la faune actuelle de mollusques, n'a eu lieu qu'au sud par-dessus la partie occidentale du Kara-Koum, de telle sorte qu'à l'époque de la plus grande extension de cette mer, il existait une double nappe d'eau formant deux bassins séparés. Cette séparation était effectuée par le plateau de l'Oust-Ourt qui, avec les monts Mougodjars, sépare la dépression caspienne de la dépression de l'Aral.

1. Von Helmersen, *Beiträge zur Kenntniss dev geologischen und physikogeographischen Verhältnisse der Aralokaspischen Niederung* (Bull. Acad. Sc. St.-Pétersb., XXV, 1879, p. 513-549, snrtout p. 543 et suiv.). D'après les recherches historiques de Starinow, la dernière séparation se serait produite entre les années 1540 et 1545.

2. V. von Möller, Mém. cité (ci-dessus, p. 425, note 1).

3. Konchine, *Compte rendu d'une exploration dans les steppes de Kara-Koum* (Isviest, 1883, p. 315-332). [Voir aussi Konchine, *la question de l'Oxus* (Annales de Géogr., V, 1896, p. 496-504, carte, pl. XII).]

4. Helmersen, Mém. cité, et (Jakowlew); *Zur Geologie der Aralokaspischen Niederung* (Ibid., XXVIII, 1883, p. 364-379). Une ancienne jonction avec la mer d'Azov est indiquée par la présence dans celle-ci de coquilles caspiennes encore vivantes (E. von Martens, *Ueber vorderasiatische Conchylien*, in-4°, 1874, p. 79).

De chaque côté de ce grand massif médian, la double mer aralo-caspienne s'étendait de manière à recouvrir au nord par sa moitié occidentale une partie de la basse Volga, et à l'ouest le bassin du Manytch jusqu'à la mer d'Azov. Plus loin, le pied du Caucase déterminait le contour de ses rivages. Un bras, pénétrant dans le golfe de Krasnovodsk, s'étalait sur la partie occidentale du Kara-Koum et avait pour limite au nord le bord méridional de l'Oust-Ourt. Il embrassait vers le nord toute la mer d'Aral. Mais comme cette mer présente aujourd'hui un niveau supérieur de $48^m,5$ à celui de la mer Noire et de $71^m,1$ à celui de la Caspienne, il en résulte que son niveau est devenu, après sa séparation, entièrement indépendant de celui de la Caspienne. On connaît même encore au-dessus du niveau actuel des traces d'une extension plus considérable, par exemple à Mali-bach sur le Syr-Daria, et Helmersen a indiqué au sud l'existence d'un ancien niveau, de 20 mètres plus élevé.

Après ces considérations sur l'histoire de la région pontique, tournons maintenant nos regards vers le golfe du Mexique (fig. 62). Des couches tertiaires horizontales entourent le Nord du golfe (t_1); sur la côte atlantique, le dépôt de formations marines continue sans interruption (t_2), mais celles-ci ne pénètrent pas dans le golfe; là se montre la formation saumâtre dite série de Grand Gulf (gg). Plus tard cependant l'Océan Atlantique pénètre de nouveau dans le golfe et y dépose, immédiatement au-dessus de la série de Grand Gulf, les couches marines de Port-Hudson; de même, à une époque toute récente, la Méditerranée a recouvert de sédiments marins les dépôts des anciens lacs pontiques.

Revenons à la Méditerranée.

Un bon exemple de l'effondrement d'une vaste surface nous est offert par l'île de *Malte;* on a déjà dit plus haut qu'elle était constituée par les couches du premier étage méditerranéen, du Schlier et du deuxième étage.

La stratification est horizontale, mais il existe des failles qui présentent la disposition suivante, d'après Hutton et Leith Adams[1] :

1. F. W. Hutton, *Sketch of the Physical Geology of the Island of Malta* (Geol. Mag., III, 1866, p. 145-152, pl. VIII, IX); A. Leith Adams, *Notes of a Naturalist in the Nile Valley and Malta,* in-8°, 1870, p. 75, 141-147, 174. La plupart de ces failles sont déjà indiquées sur la carte géologique de Malte de The Earl of Ducie, in-f°, 1854. [Voir aussi J. Murray, *The Maltese Islands, with special reference to their Geological Structure* (Scottish Geogr. Magazine, VI, 1890, p. 449-488, pl. 1-2, carte géol.); et J. W. Gregory, *The Maltese Fossil Echinoidea, and their Evidence on the Correlation of the Maltese Rocks* (Trans. Roy. Soc. Edinburgh, XXXVI, 1891, p. 585-639, 2 pl.).]

une faille principale court vers le nord-est, jalonnée par une série d'escarpements, à travers l'île de Malte, de la baie de Fomm-er-Rih à la baie de Maddalena. La région au nord-ouest s'est affaissée d'une quantité notable, atteignant, suivant Hutton, 350 pieds anglais [106 m.] à Fomm-er-Rih et 270 pieds [82 m.] à l'autre bout de la faille. Deux failles parallèles à la précédente limitent la baie de

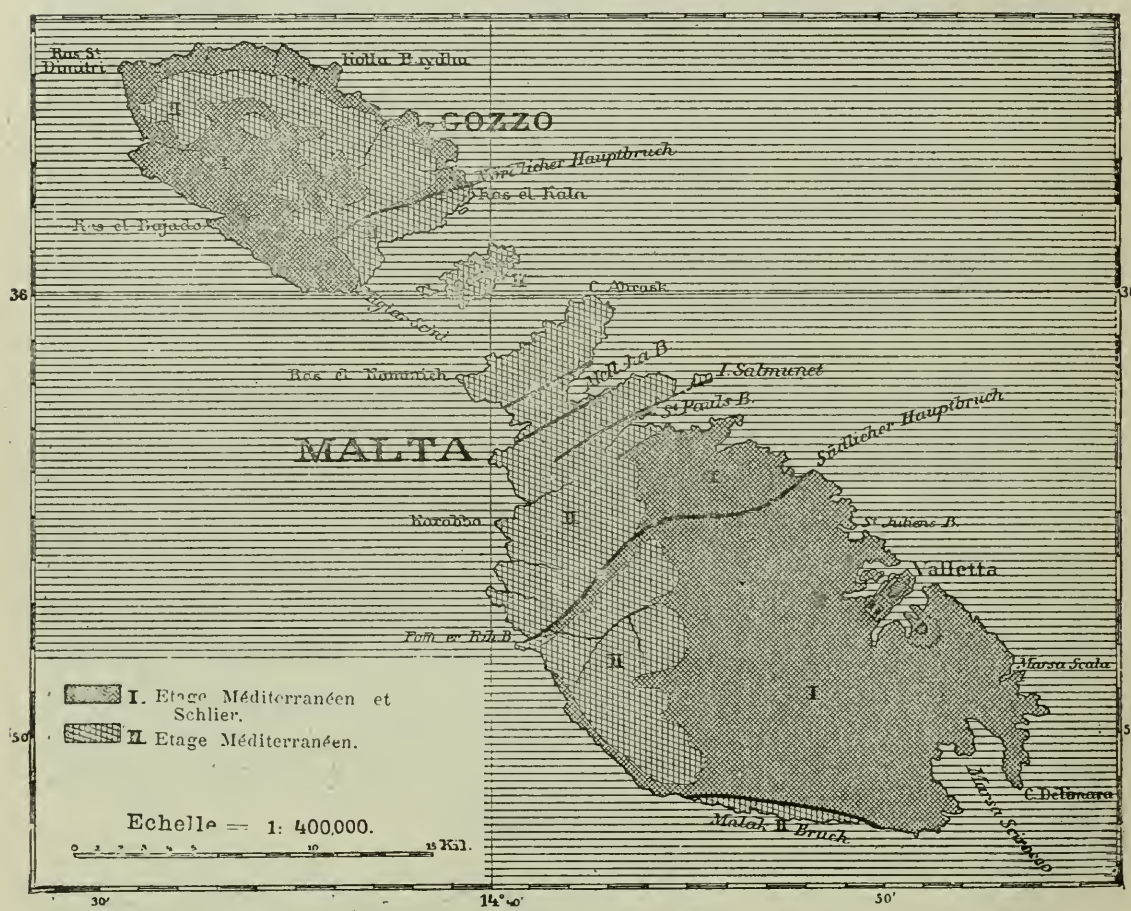


Fig. 66. — Effondrement transversal de Malte et de Gozzo (d'après the Earl of Ducie, Hutton et Leith Adams).

Saint-Paul ; celle-ci se prolonge dans les terres par une vallée qui est une fosse d'affaissement. La crête suivante, qui se prolonge dans l'île de Salmunet, est un horst secondaire ; c'est à cette crête que se rapporte le chapitre XXVII, 41, des Actes des Apôtres, dans lequel est décrit l'endroit où la mer existe des deux côtés et où saint Paul fit naufrage. La baie de Melleha est de nouveau une fosse d'affaissement ; mais ces fosses ne sont elles-mêmes qu'une partie de la grande zone d'effondrement qui comprend tout l'espace entre la faille de Fomm-er-Rih et une autre faille principale située

dans l'île de Gozzo. Celle-ci court du ravin de Migiar-Scini vers le nord-est jusqu'au Ras-et-Kala.

Une fracture encore plus importante, la faille de Malak, suit le littoral sud de Malte ; l'amplitude de l'effondrement est de 350 pieds [106 m.] et s'élève même à 550 pieds [167 m.] sous l'influence d'une deuxième faille subordonnée à la première ; à une petite distance du rivage, la profondeur de la mer est de 500 brasses.

Ainsi le plateau s'est abîmé en profondeur ; l'île de Comino et

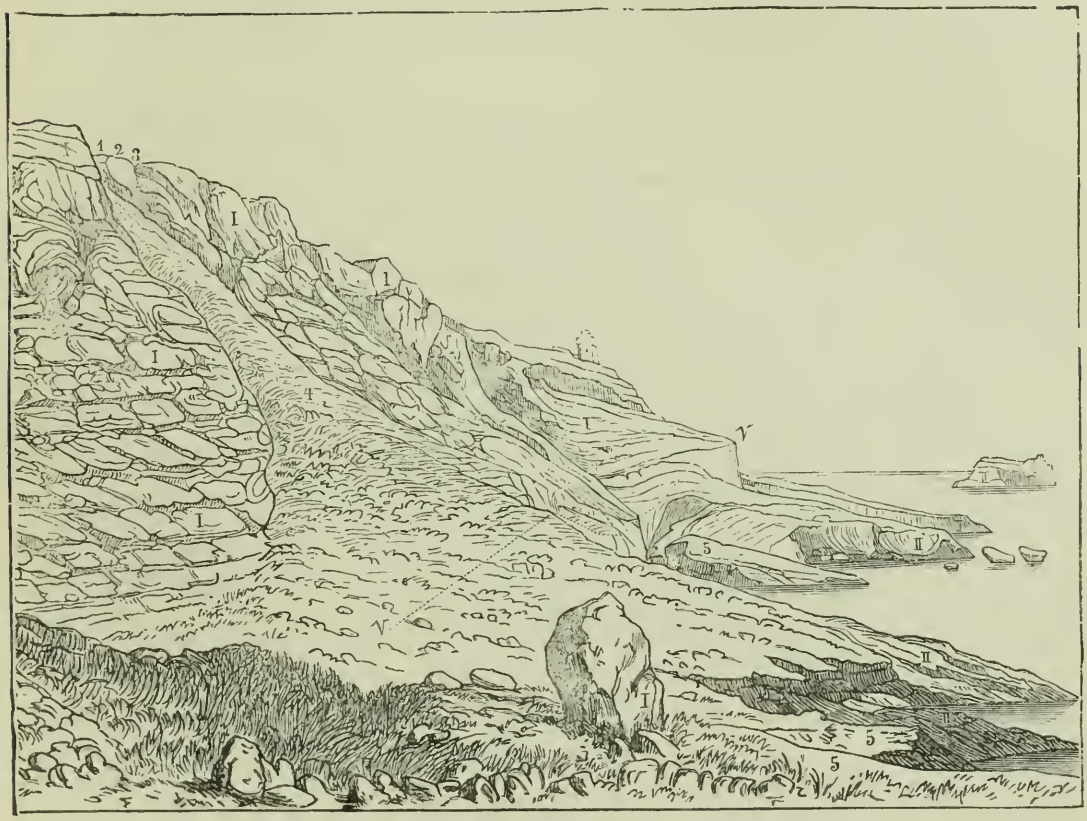


Fig. 67. — Vue de la faille de Malak, sur la côte sud de l'Ile de Malte (d'après le Capt. Goff *in* Leith Adams).

Les parois I, I sont formées par les bancs calcaires au-dessous du Schlier (« Inf. Limestone »); le Schlier n'est pas visible; le IIe étage méditerranéen (« Sup. Limestone »), dont les tranches se montrent redressées, occupe la partie inférieure; au fond, la petite île de Filflah. 1, 2, 3. Grottes et fissures avec ossements d'hippopotame, d'éléphant, de *Myoxus*, etc.; 4. Éboulis, sortant de la grotte 1; 5. Brèche à ossements d'éléphant.

le détroit de Frioul sont situés dans la zone affaissée ; Malte et Gozzo sont des fragments de horsts. Spratt, qui a contribué avec tant de succès à éclairer l'histoire physique de la Méditerranée, a supposé que le remplissage irrégulier, par des débris d'animaux terrestres, des fentes et des cavernes qui avoisinent la faille de Malak a été occasionné par une submersion séismique [1].

1. T. A. B. Spratt, *On the Bone-Caves near Crendi, Zebbug and Melliha, in the*

L'effondrement de la partie nord de la *mer Adriatique* et sa corrélation avec l'affaissement du champ de fractures des Alpes Méridionales ont déjà été discutés plus haut (p. 346). Le littoral dalmate jusqu'à Dulcigno est entièrement dépourvu de cette riche série de couches tertiaires marines, qui se montrent sur le flanc oriental de l'Apennin. Le plateau de couches marines qui depuis Tarente se prolonge vers Pelagosa, où se trouve son dernier lambeau visible, est vraisemblablement, comme on l'a vu plus haut, d'âge post-glaciaire, et toute la région marine située au nord de la chaîne des îles Lagosta-Pelagosa-Tremiti est plus récente encore que ce plateau post-glaciaire.

Dans la *mer Tyrrhénienne* on observe des faits analogues. Une partie de l'effondrement de l'Apennin occidental, notamment dans le Nord de la Toscane, à en juger par la distribution du deuxième étage méditerranéen, est sensiblement du même âge que l'effondrement oriental des Alpes, mais d'autres segments sont plus récents et les mouvements s'y continuent jusqu'à l'époque actuelle (p. 107 et suiv.). Forsyth Major a, récemment, résumé toutes les observations faites sur la mer Tyrrhénienne, puis sur la Sardaigne et la Corse. On trouve des débris de cerfs dans la petite île de Pianosa; de même à Giannutri, dont l'étendue ne dépasse pas 200 hectares, on a recueilli des restes de cerf et d'un ruminant plus grand ; on connaît beaucoup de débris analogues à l'île d'Elbe. Sur les 16 espèces de mammifères qui vivent en Corse et en Sardaigne (sans parler des chiroptères ni de quelques petits insectivores), on en compterait 7 qui manquent dans la péninsule italienne, tandis que ces 7 espèces vivent toutes en Algérie. Il s'agit donc d'une terre fragmentée à une époque très récente, mais l'on ne peut pas encore, à l'heure actuelle, en rétablir les contours primitifs d'une manière absolument complète [1].

La région de la *petite Syrte* est constituée sur une vaste surface par un dépôt récent de lehm sableux, contenant des bancs et des cristaux isolés de gypse, et recouvrant le calcaire crétacé. Cette formation, qui contient seulement le *Zonites candidissimus* et d'autres coquilles terrestres actuelles, se prolonge dans les terres des deux côtés du Chott el Fedjedj. Elle n'est certainement

Island of Malta (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIII, 1867, p. 296). Dolomieu avait antérieurement fait la même hypothèse pour Malte, en se basant d'ailleurs sur d'autres arguments.

1. C. J. Forsyth-Major, *Die Tyrrhenis* (Extr. du Journal Kosmos, XIII, 1883). Voir ci-dessus, p. 305-306.

point d'origine marine; pourtant elle s'abaisse au-dessous du niveau de la mer et forme, en vue de Sfax, le petit groupe des îles Kerkenah [1].

De même *Formentera*, à l'inverse de tout le reste des Baléares, est constituée par une formation terrestre récente [2].

En *Crète*, on trouve, au sein de dépôts récents, de nombreux débris d'hippopotame; non seulement à Malte, mais encore en Sicile, ainsi que dans les cavernes et dans les fentes du rocher de Gibraltar, il existe des restes de grands mammifères terrestres. Il est à remarquer que *Hyœna spelœa*, si commune en Angleterre dans les grottes, et qui se trouve aussi dans les grottes de l'Europe centrale, par exemple à Menton, en compagnie de débris humains, se montre à Gibraltar associée à des types d'animaux africains. Cette hyène ne ressemble pas à la hyène rayée actuelle de l'Afrique du Nord (*H. striata*), mais bien à la hyène tachetée du Sud (*H. crocuta*). Le chacal vit encore, comme on l'a déjà dit, dans quelques-unes des îles dalmates. Le porc-épic, le caméléon et beaucoup d'autres formes d'animaux et de plantes rattachent la faune de la Sicile, de l'Italie et de l'Espagne à celle du Nord de l'Afrique.

A diverses reprises on a émis l'hypothèse qu'à une époque très récente, une jonction continentale occupait l'emplacement de la Méditerranée, dont une grande partie n'aurait pas encore existé [3]. A l'heure actuelle, il est encore difficile de préciser davantage. On peut du moins conclure avec certitude que la fragmentation du continent s'est faite peu à peu et à des dates diverses, et que de grands effondrements de cette nature se sont produits après l'époque glaciaire.

Résumé général. — Les faits qui précèdent permettent de constater la série suivante de changements intervenus dans l'état de la Méditerranée.

Les dépôts du Crétacé moyen de la Jamaïque et les dépôts

1. A. Pomel, *Géologie de la petite Syrte et de la région des Chotts Tunisiens* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XIII, 1878, p. 217-224); et *Le Sahara*, p. 53.

2. L. M. Vidal y Eug. Molina, *Bosquejo geologico de las Islas Ibiza y Formentera* (Bol. Com. Mapa Geol. Esp., VII, 1880, p. 91, pl. B).

3. Les auteurs qui sont allés le plus loin dans cette voie sont A. C. Ramsay, *The Geology of Gibraltar and the opposite Coast of Africa and the History of the Mediterranean Sea* (Proc. Roy. Instit., VIII, 1879, p. 594-601), et Em. Blanchard, *Les preuves de la formation récente de la Méditerranée* (C. R. Acad. Sc., XCIII, 1881, p. 1042-1048). D'autre part, voir les observations de Alph. Milne-Edwards (Ibid., p. 1048); Daubrée, p. 1050, et Hébert, *Observations sur l'état de la Méditerranée à la fin de l'époque tertiaire* (Ibid., p. 1117-1119).

oligocènes de plusieurs îles des Indes occidentales présentent une remarquable similitude avec les dépôts synchroniques du Sud de l'Europe. Cette ressemblance se prolonge à un certain degré jusqu'au début de la période pendant laquelle la région du Sud de l'Europe possédait déjà une faune marine qui, à l'exclusion d'un assez grand nombre de types caractéristiques, et sauf l'introduction d'éléments nouveaux ou étrangers, constitue le fonds principal de la faune méditerranéenne actuelle.

Les couches dans lesquelles cette faune apparaît pour la première fois, forment le *premier étage méditerranéen*. Il est vraisemblable qu'à cette époque, une bonne partie de l'Atlantique septentrional formait un continent ou une rangée de grandes îles, qui se sont effondrées par la suite. L'Océan Atlantique pénétrait alors dans le golfe de la Gironde, mais sans atteindre par cette voie le bassin de la Méditerranée. Il existait par contre une communication des deux mers par la ligne du Guadalquivir au pied sud de la Meseta, et très probablement une communication encore plus importante par le Maroc. Du sud du Plateau Central français, la mer pénétrait par le golfe du Rhône jusqu'en Suisse; ses dépôts se montrent sur la lisière nord des Alpes Suisses et en quelques points du Jura; cette mer entourait la partie sud du massif de la Bohême et s'étendait jusque dans le Nord de la Moravie. Elle a laissé des traces en plusieurs endroits de la Hongrie, en Transylvanie, dans le Sud de la Styrie, en plusieurs points des Alpes Méridionales et sur le versant extérieur de l'Apennin, en Corse, en Sardaigne et à Malte. Ses dépôts se montrent en lambeaux discontinus dans l'extrême Sud de l'Asie Mineure, et on peut les suivre au loin du côté de l'est, vers le nord jusqu'à la région des sources de l'Euphrate; de là ils s'étendent par le lac d'Ourmiah jusque dans le Nord de la Perse.

Au-dessus de ce premier groupe si varié de couches marines, on observe dans l'Europe orientale un revêtement étendu d'une argile gris-bleuâtre avec *Aturia Aturi* et une série de formes spéciales, qui constitue un horizon particulier; nous l'avons nommé le *Schlier*. Ses affleurements les plus occidentaux sont dans la région de Nice et à Malte. De la Bavière orientale, le Schlier se prolonge entre le massif de la Bohême et la lisière des Alpes et des Carpathes, à travers l'Autriche, la Moravie et la Silésie, et il entoure tout le bord extérieur des Carpathes jusqu'en Valachie. Dans toute cette étendue, il est caractérisé par la présence de gypse, de sel gemme et d'autres produits d'évaporation. A ce niveau appartiennent aussi les couches salifères de Transylvanie. On connaît

également le Schlier en Hongrie; il suit le bord extérieur de l'Apennin et se montre avec des caractères semblables dans le Sud de l'Asie Mineure. Il est vraisemblable que les dépôts tertiaires gypso-salifères, si étendus, de la région de l'Euphrate et de la Perse se rapportent à la même époque.

La fin de cette période, caractérisée par l'isolement et par l'extrême salinité de certains grands districts maritimes, coïncide avec quelques-unes des plus grandes modifications tectoniques. Tandis que le Schlier marin a participé aux plissements des Alpes, des Carpathes et de l'Apennin, en prenant part à la constitution de la bordure extérieure de ces chaînes, on voit se produire en Toscane comme en Autriche, dans l'Ouest de la Hongrie et en Styrie de grands effondrements, dans lesquels se déposent des couches lignitifères avec empreintes de feuilles, dont l'âge est immédiatement postérieur au Schlier. C'est également à cette époque que s'est formé le bassin alpin de Vienne, que les Alpes ont été séparées des Carpathes, que s'est constitué le bord faillé des Alpes avec le golfe de Gratz, que s'est préparé le futur cours du Danube vers l'est, et que la partie toscane du bassin intra-apennin s'est effondrée ou du moins s'est dessinée. C'est aussi vraisemblablement à cette époque que se place une bonne partie des effondrements intérieurs des Carpathes. A l'ouest, le Schlier ne paraît représenté que par des couches d'eau douce.

Ensuite la Méditerranée fait une nouvelle invasion et dépose le *deuxième étage méditerranéen.* L'Océan pénètre non seulement dans le golfe de la Gironde, mais s'avance au nord en transgression jusque vers Orléans, sans atteindre non plus cette fois, selon toute vraisemblance, la Méditerranée par le golfe de la Gironde. La communication par le Guadalquivir se reforme. Par la région du Rhône, la mer s'avance au loin vers le nord, mais sans atteindre cette fois la Suisse et la communication qui, à l'époque du premier étage méditerranéen, existait par cette voie avec le bassin du haut Danube, fait défaut maintenant. Par contre on trouve des traces de cette mer dans l'intérieur des effondrements de l'Apennin et des Alpes; de même que vers Orléans, la mer a dépassé ses anciennes limites, de même elle a non seulement entouré les Carpathes, mais elle s'est avancée au loin sur la Plate-forme Russe, dans le gouvernement de Kherson et aussi dans la région de la mer d'Azov actuelle. Elle atteint également la partie sud de l'Asie Mineure, mais il n'est pas certain que les dépôts de cette époque existent aussi dans l'intérieur du pays, en Arménie et en Perse.

Par contre, c'est la partie inférieure de cet étage qui s'est avancée par le désert Libyque jusqu'à l'oasis de Siouah et à Suez jusque dans la région de la mer Rouge, habitée aujourd'hui par une faune d'un caractère si différent.

Au-dessus du deuxième étage méditerranéen on trouve encore une fois à l'ouest des couches d'eau douce, tandis que dans l'Europe orientale se montre un nouveau groupe de couches très particulier, l'*étage sarmatique*.

L'étage sarmatique doit être considéré comme un étage marin, bien qu'il comprenne en plusieurs points des intercalations saumâtres et que sa faune présente l'empreinte d'une remarquable uniformité. Cet étage remplit les dépressions de la région danubienne depuis la Basse-Autriche jusqu'à la mer Noire, recouvre de vastes surfaces depuis le Sud de la Pologne par la Russie méridionale jusque vers la mer Caspienne et le lac d'Aral, et il pénètre dans les Dardanelles et dans la partie nord de la mer Égée. Les couches gypsifères étendues des deux côtés de l'Apennin et auxquelles correspondent les gîtes de soufre de Sicile, se rapportent peut-être par leur âge à l'étage sarmatique.

Alors apparaît un dépôt saumâtre d'une extension étonnante, caractérisé par des *Cardium* particuliers et par des congéries; c'est la *formation pontique*. Elle se montre dans la vallée du Rhône où elle a été précédée par une période d'érosion; on l'observe des deux côtés de l'Apennin et elle est connue jusqu'en Sicile. Dans toute la région des plaines danubiennes, en aval de la Basse-Autriche, elle recouvre l'étage sarmatique; il en est de même dans le Sud de la Russie.

La Méditerranée s'élargit encore une fois; le *troisième étage méditerranéen* pénètre encore dans la vallée du Rhône, en recouvrant les dépôts pontiques. Il se montre en de nombreux points du pourtour de la Méditerranée actuelle et l'effondrement de Gênes paraît se rapporter à cette époque. Mais vers le nord-est il ne s'étend pas au delà de Cos et, à la place de la mer Égée actuelle, existe toujours un continent avec un ou plusieurs lacs d'eau douce grands et profonds. Cet étage ne s'avance pas non plus dans l'intérieur de l'Asie Mineure.

On peut reconnaître sur les bords actuels de la Méditerranée grâce aux altitudes diverses auxquelles se sont formés les dépôts récents, souvent disposés en gradins distincts, l'indice d'une remarquable mobilité des lignes de rivage. On voit apparaître dans la faune de la Méditerranée des espèces émigrées du Nord,

qui vivent aujourd'hui au Groënland. La plus grande partie disparaît ensuite; cependant, c'est de cette époque que doit provenir toute une série d'espèces celtiques qui habitent aujourd'hui les régions les plus profondes et les plus froides de la Méditerranée.

Après cette époque se produisent de nouveau de grands effondrements. Le continent égéen, qui pendant toute la période précédente se détachait de l'Asie Mineure et isolait la région pontique, disparaît maintenant en profondeur, de même que la région pontique jusqu'au bord nord du Caucase occidental. La Méditerranée pénètre ainsi dans une vaste région nouvelle, tandis que l'ancien état de choses se maintient dans le bassin caspien. L'Adriatique du nord s'effondre, et en plusieurs autres points on voit se produire des affaissements et des fractures plus ou moins importants.

A côté de ces fractures on observe dans la Méditerranée un autre ordre de faits, qui consiste en un changement général des lignes de rivage. Ce n'est pas là un fait local, mais, comme on le montrera plus tard, un phénomène d'une grande généralité.

Les plages soulevées, qui se montrent en tant de points à la hauteur de quelques pieds au-dessus du niveau de la Méditerranée actuelle, sont dues sans aucun doute à la même cause que les terrasses marines beaucoup plus hautes qui datent de l'époque des émigrés du nord ou même de plus loin. De nombreux observateurs ont déjà fait ressortir le contraste entre la régularité de ces terrasses récentes, d'une part, et les plissements et les failles des chaînes de montagnes, de l'autre. La régularité du « cordon littoral quaternaire », c'est-à-dire de la plus récente des terrasses marines de Chypre, a amené Gaudry à admettre deux séries distinctes de phénomènes dans la Méditerranée : d'abord, un phénomène d'abaissement général du niveau de la mer, puis un second groupe, correspondant aux dislocations[1]. Cette distinction entre les mouvements de l'eau et les mouvements du sol est d'une haute importance pour l'étude des modifications de la surface de la terre.

En outre, tous les faits que nous venons de rappeler mettent bien en évidence le rôle différent des mouvements de plissement et d'affaissement, ou, comme on l'a dit plus haut, des dislocations tangentielles et des dislocations verticales. Dans le golfe du Guadalquivir, nous avons vu au nord le rivage tertiaire sur le bord sud de la Meseta, tandis qu'au sud la bordure de la Cordillère bétique nous a montré des couches redressées et des têtes de

1. A. Gaudry, *Géologie de l'île de Chypre* (Mém. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., VII, 1859, p. 233).

couches dépourvues de leurs prolongements. Il en est de même pour le golfe de la Gironde, mais là le fait est moins apparent. Par contre, il se renouvelle avec une grande netteté dans la région du Rhône, ainsi qu'à l'est et au sud du massif de la Bohême.

Les régions intermédiaires, c'est-à-dire les dépressions qui séparent les chaînes de montagnes de l'avant-pays, *prennent donc l'aspect d'anciens fonds de mer, écrasés sur un seul de leurs bords.* Nous ne sommes pas encore en mesure de dire quelle a été l'extension réelle en largeur des formations qui, sous le nom de Mollasse marine, se montrent plissées sur la lisière extérieure des Alpes.

On peut du moins reconnaître avec certitude que les événements dont nous avons cherché à suivre le cours à travers l'histoire changeante de la Méditerranée ne sont pas encore terminés à l'heure actuelle. Les oscillations des lignes de rivage continuent de se produire. De nouveaux effondrements se préparent. Nous avons déjà mentionné les indices que présentent à cet égard la Calabre. R. Hoernes voit dans la ligne séismique Goritz-Klana-Fiume-Ottocac une zone périphérique du champ de fractures de l'Adriatique. Les observations faites en Orient sont aussi très remarquables. Abich a montré que le Caucase oriental s'est effondré, que son prolongement est submergé sous les eaux de la Caspienne, et que les grands tremblements de terre de Chemakha-Baskal se produisent sur le bord de fracture d'un effondrement. L'exposé si instructif des phénomènes qui, en mai 1859, ont eu le cours inférieur de la Koura pour théâtre fait penser que toute cette région comprise entre Bakou, Chemakha, Noukha, Elisabethpol et Choucha, toute la plaine par conséquent qui s'ouvre vers la mer Caspienne, se comporte comme les régions d'affaissement de la Calabre et du Nord de l'Adriatique, c'est-à-dire que de nouveaux effondrements s'y préparent[1]. A l'ouest de cette contrée, s'étend depuis le lac Goktcha, vers le sud,

1. H. Abich, *Geologische Forschungen, etc.*, II, p. 427 et suiv. : « Pour apprécier toute l'importance de ces secousses (les tremblements de terre de Chemakha), on doit tenir compte du fait, établi par des recherches soigneuses, que la crête centrale de la chaîne du Caucase, au moins depuis le Baba Dagh (11.900 p. [3 630 m. environ]) jusqu'à la mer, représente la lèvre nord, restée en place, d'une grande faille, par laquelle la continuité primitive d'une large voûte de terrain a été détruite dans la direction du grand axe, tandis que l'autre massif, par suite d'un affaissement général du sol du côté de la vallée de la Koura, descendait et se décomposait, grâce à d'autres cassures longitudinales, en un grand nombre de terrasses... Les observations géognostiques que j'ai pu faire en parcourant la côte de la mer Caspienne jusqu'à Lenkoran et Astara, ainsi que dans les monts Talych jusqu'au plateau d'Ardebil, conduisent à penser que l'aire de cette région d'affaissement comprend, non seulement la vallée-plaine de la Koura, mais encore la moitié méridionale de la mer Caspienne » (H. Abich, *Ueber eine in Caspischen Meere erschienene Insel*, Mém. Acad. Sc. St.-Pétersb., 7e sér., VI, n° 5, p. 45).

jusqu'à l'Ararat, une région qui, depuis qu'il existe des documents historiques, c'est-à-dire depuis plus de mille ans, a été éprouvée par les plus violentes convulsions terrestres ; l'Arménie nous fournit également de nombreux récits de tremblements de terre dans le haut plateau volcanique qui se trouve au nord de Kars, et dans le pays d'Erzéroum. Dans le même mois de mai 1859, pendant lequel des tremblements se produisaient bien plus à l'est, sur le cours inférieur de la Koura et de l'Araxe, cette ville ressentit une brusque secousse qui renversa le tiers des maisons et fit périr des centaines d'hommes. De ce point, une seconde zone séismique s'étend au delà du lac de Van vers Mambedj, Alep et Antioche. Là aussi se sont produits dans l'Antiquité de violents ébranlements terrestres, qui se sont même répétés jusque dans les temps modernes (p. 79).

La région de la basse Koura, sur le flanc sud du Caucase, est-elle destinée à s'effondrer dans l'avenir, comme cela a eu lieu déjà pour le prolongement oriental de cette chaîne ? Se formera-t-il là un nouveau golfe de la mer Caspienne ? Ou bien ces secousses terrestres réitérées nous annoncent-elles que toute la partie orientale de l'Asie Mineure s'effondrera un jour, comme le continent égéen s'est effondré dans des temps peu anciens ? De même que la Méditerranée s'est, à une époque récente, annexé la mer Noire, doit-elle également ajouter à son domaine la Caspienne, soit par Antioche, soit par la côte de Colchide ?

Nous n'avons point de réponse à faire à ces questions, mais nous voyons que les anciennes forces n'ont pas cessé d'agir, et nous devons supposer que les changements qui se préparent seront analogues à ceux qui sont déjà survenus.

CHAPITRE V

LE GRAND PLATEAU DÉSERTIQUE[1]

Le Sahara et l'Égypte. — Arabie méridionale et Abyssinie. — Sinaï, Syrie et Arabie septentrionale — Suez et le Nil.

Le Sahara et l'Égypte. — De l'embouchure de l'Oued Draa dans l'Atlantique, jusqu'à la côte méditerranéenne, au nord de la petite Syrte, s'étend vers l'E.N.E. la frontière de deux régions terrestres qui diffèrent par la structure comme par la composition du sol. La partie nord est plissée, et comprend une série de couches très complète ; la partie sud est plane, et, au-dessus des couches paléozoïques, c'est seulement par la transgression cénomanienne que recommence la série des sédiments.

C'est cette partie méridionale que nous allons étudier ici. Si incomplètes que soient encore en bien des points nos connaissances, la simplicité de sa structure permet dès aujourd'hui de coordonner les études faites par les géologues dans les régions du Centre et de l'Est, et les observations isolées, recueillies dans les solitudes plus lointaines du Sud et de l'Ouest, grâce au dévouement héroïque de Duveyrier, Barth, Overweg, Nachtigal, de Bary, Roche et Lenz.

Dès 1872, Pomel a essayé, en une excellente étude dont il a déjà été question plus haut, de nous donner une vue d'ensemble du Sahara. Toute la Guinée occidentale, dit-il, jusqu'à la limite des pluies tropicales entre Tombouctou et Saint-Louis, deviendrait par un simple affaissement de 200 mètres une île ou une presqu'île de roches cristallines et de schistes anciens. L'Atlas, par sa structure complexe, se rattache à l'Europe. Le Sahara est formé, jus-

[1. Traduit par H. Schirmer.]

qu'au delà des Syrtes, de terrains paléozoïques et crétacés[1].

En 1881, G. Rolland a publié un bref aperçu de la géologie du Sahara, pour faire suite à ses études personnelles, qu'il a poursuivies jusqu'au sud d'El Goléa, et aux travaux de l'infortuné Roche, le regretté membre de la mission Flatters. On doit aussi à Rolland la première carte géologique comprenant le Sahara central, depuis Figuig et le Gourara à l'ouest, jusqu'à la Montagne Noire à l'est, et au massif de l'Ahaggar au sud[2].

L'année précédente, K. Zittel, ancien membre de la mission Rohlfs au désert Libyque, avait déjà publié une carte géologique de la partie du Sahara oriental comprise entre la mer Rouge, l'oasis de Siouah, et le parallèle d'Edfou dans le sud. En 1883 enfin, après que Lenz eut accompli son mémorable voyage à Tombouctou, Zittel a pu tracer du désert dans son ensemble une esquisse bien plus complète que ses prédécesseurs[3].

Commençons par suivre le bord du plateau désertique, le long du massif plissé de l'Atlas. Dans l'ouest, en dépit des récentes explorations de K. von Fritsch[4] et de Lenz[5], nos connaissances sont encore des plus rudimentaires. Le fait qu'une chaîne autonome, l'Anti-Atlas, formée de roches anciennes, se trouve intercalée dans l'extrême ouest-sud-ouest, suffit à prouver, bien que l'orientation du massif reste la même, que nous sommes ici en présence de conditions différentes, qu'il est impossible de préciser aujourd'hui[6].

1. Pomel, *Le Sahara*, p. 23, 26 et suiv.

2. Rolland, *Sur le terrain crétacé du Sahara septentr.* (C. R. Acad. Sc., XC, 1880, p. 1576-78, et Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., IX, 1881, p. 508-551, pl. XIII-XV); *Mission transsaharienne, Géologie et Hydrologie* (Ann. des Mines, 7e sér., XVIII, 1880, p. 152-164, carte); voir aussi Roche, *Itinéraire de Biskra chez les Touareg* (C. R. Acad. Sc., XC, 1880, p. 1297); *Sur la géologie du Sahara septentrional* (Ibid., XCI, 1880, p. 890-893). [Depuis que l'auteur a écrit ces lignes, M. Rolland a publié dans la collection des documents relatifs à la mission Choisy une étude plus développée, intitulée *Géologie du Sahara algérien et aperçu géologique sur le Sahara de l'Océan Atlantique à la Mer Rouge*, in-4°, 275 p. avec atlas de 30 pl., Paris, 1890; voir aussi, du même : *Sur l'histoire géologique du Sahara* (C. R. Acad. Sc., CXI, 1890, p. 996-999); *Aperçu sur l'histoire géologique du Sahara, depuis les temps primaires jusqu'à l'époque actuelle* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XIX, 1891, p. 238-246). La carte ci-jointe (fig. 68) est empruntée à ces publications; on a seulement supprimé une bande de terrain crétacé que M. Rolland figurait le long de l'Océan Atlantique, mais qui, d'après les travaux de F. Quiroga, n'existe pas (Annuaire Géol. Univ., VIII, 1891, p. 535).]

3. K. A. Zittel, *Ueber den Bau der libyschen Wüste*, Festrede k. bayer. Akad. Wiss., 1880; et aussi *Beiträge zur Geologie und Paläontologie der libyschen Wüste* (*Expedition zur Erforschung der libyschen Wüste, ausgeführt von* G. Rohlfs), in-4°, Cassel, 1883.

4. C. von Fritsch, *Ueber die geologischen Verhältnisse in Marocco* (Zeitschr. f. d. ges. Naturw., Halle, 3. Folge, VI, 1881, p. 201-207).

5. O. Lenz, *Vorläufiger Bericht* (Mittheil. Afrik. Ges., II, 1880, p. 100 et suiv.), carte dans Petermann, Mittheil., XXVIII, 1882, pl. 1; *Kurzer Bericht über meine Reise von Tanger nach Timbuktu und Senegambien* (Zeitschr. Ges. Erdk., XVI, 1881, p. 272-293).

[6. Il semble résulter des explorations de J. Thomson que la prétendue chaîne de

Dans le Maroc oriental et à l'est de Figuig, le bord rectiligne du massif (voir p. 294) est formé par les couches redressées du terrain crétacé. « Rien de frappant, dit Rolland, comme les dernières rides du Djebel Amour, se dressant rectilignes et parfois presque verticales en face de l'immensité du Sahara émergeant brusquement du manteau d'atterrissement, lequel a tout nivelé et s'étend au loin vers le sud jusqu'aux limites de l'horizon. Tel est le Djebel Tizigrarine ou Rocher des Chiens, sur lequel est bâtie la ville de Laghouat, crête isolée, tranchante et ébréchée, constituée par des bancs calcaires, qui plongent d'environ 45 degrés vers le sud-est[1]. »

A l'ouest de Biskra on trouve un bassin d'affaissement, analogue à ceux de Salzbourg et de Vienne, qui met en communication avec le désert la dépression du Hodna, située dans l'Atlas. A l'est de Biskra, au contraire, tandis que le calcaire nummulitique se montre à côté du Crétacé dans la bordure, et que les chaînes s'infléchissent dans la direction du cap Bon et de la Sicile, des avant-monts se présentent, et la limite perd sa simplicité rectiligne.

Dans ces chaînes de l'Atlas, l'étage cénomanien recouvre régulièrement le Gault et la Craie inférieure, et cette dernière le Jurassique; les terrains plus anciens ne se montrent que plus loin dans le nord. Passons au Sahara : on voit qu'à partir du Cénomanien les mêmes couches crétacées forment les plis de l'Atlas et les « hamadas » ou déserts de pierres de l'avant-pays. Mais tandis que ces puissantes assises crétacées de la montagne reposent sur leur substratum normal, c'est le Dévonien qu'elles recouvrent dans la région située au sud-ouest de Figuig, à une journée au sud de Djörf et Torba. Ainsi, à quelque distance des montagnes, toute la série inférieure et moyenne des sédiments mésozoïques a disparu.

Il en est de même du calcaire nummulitique, qu'on trouve à l'est, au bord de l'Atlas : il disparaît pour ne reparaître que bien plus loin, dans le désert Libyque; du moins on n'en a pas encore trouvé trace dans la région des chotts[2]. Ceci pourrait être une conséquence de la dénudation, qui a joué au Sahara un si grand rôle; mais les

l'Anti-Atlas n'existe pas : ce qui a été désigné sous ce nom par les géographes correspondrait simplement au rebord d'un vaste plateau de grès crétacés (J. Thomson, *Travels in the Atlas and Southern Morocco*, in-8°, London, 1889, p. 211, 234, 236, carte géol.).]

1. G. Rolland, *Sur le terrain crétacé du Sahara Septentrional* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., IX, 1881, p. 511.)

[2. La *Carte géologique de l'Algérie* (2e éd., 1889, feuille 4), figure plusieurs lambeaux d'Éocène inférieur dans la grande dépression médiane du Sahara algérien, notamment à l'ouest de Tougourt et au sud-ouest d'Ouargla, vers le 31° degré de lat. N.]

couches méditerranéennes à *Ostrea longirostris*, qu'on trouve dans l'Atlas de Constantine, apparaissent aussi sur le bord des chotts.

Si l'on compare d'un côté la situation de cette partie orientale de l'Atlas par rapport à son avant-pays saharien, de l'autre celle des Carpathes par rapport au Plateau russe, on verra qu'en Afrique il y a bien redressement vertical, mais non chevauchement sur la bordure des montagnes, et de plus qu'une série de couches puissante, la Craie moyenne et supérieure, s'avance dans l'avant-pays sans changer de caractère ; elle n'est séparée des grands massifs tabulaires du désert que par une zone, large il est vrai, de formations détritiques modernes. Par contre il y a ressemblance frappante entre les deux régions en ce qui concerne les lacunes de la série sédimentaire dans l'avant-pays, la transgression commençant avec l'étage cénomanien[1], enfin l'horizontalité des couches de l'avant-pays.

La zone des chotts, qui confine à la Méditerranée près de Gabès, appartient toute entière à l'avant-pays. L. Dru nous a donné une description très instructive du chott El-Fedjedj et du chott El-Djerid qui lui fait suite à l'ouest[2]. Leur bord septentrional est une falaise longue de 140 kilomètres, qui va de Gabès au seuil de Kriz, se prolonge encore à l'ouest par l'éperon de Nefta, et atteint 400 à 500 mètres dans les parties les plus élevées. Le milieu, qui n'a que 250 à 300 mètres, appartient à l'étage cénomanien [3], auquel s'adjoignent vers les extrémités les termes les plus élevés de la formation crétacée ; les couches méditerranéennes à *Ostrea longirostris* apparaissent çà et là en lambeaux affaissés par suite de failles secondaires Le bord méridional est aussi une falaise, haute de 350 mètres au maximum, mais considérablement plus courte et de direction indépendante. Elle s'allonge aussi de l'E. à l'W., mais en décrivant une courbe dont la convexité est au sud, et finit à l'ouest par un éperon qui sépare les deux chotts. Le plus oriental, le chott El-Fedjedj, a donc des bords à pic au nord et au sud, tandis que la rive méridionale du chott El-Djerid est basse et indécise.

[1. Les recherches de Le Mesle et de M. Aubert ont montré que, dans l'extrême Sud de la Tunisie, sur la frontière de la Tripolitaine (Massif des Matmata, Tlalet, Tataouïne, etc.), des grès et calcaires très fossilifères, appartenant au terrain jurassique supérieur, se montrent au-dessous du Cénomanien (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XIX, 1890-1891, p. XXXIII et 408; V. Gauthier, *Description des Echinides fossiles des terrains jurassiques de la Tunisie recueillis par* Le Mesle (*Exploration Scientifique de la Tunisie*), gr. in-8°, Paris, 1896).]

2. Dru, dans Roudaire, *Rapport sur la dernière expédition des Chotts*, in-8°, Paris, 1881, p. 45-60.

3. Je ne crois pas devoir faire mention de traces douteuses de l'Urgo-aptien, parce que la présence de ces couches dans l'avant-pays n'a été nullement confirmée jusqu'ici.

Dru suppose qu'il y a eu soulèvement accompagné d'un effondrement considérable, et compare les chotts à une « boutonnière », comme celle du pays de Bray. Le fait qu'on trouve des lignes d'anciens rivages jusque vers le faîte du seuil de Gabès, et qu'il n'y a pourtant de l'autre côté aucune trace certaine d'une récente submersion marine, même dans les parties des chotts situées au-dessous du niveau de la mer, me semble indiquer que cet effondrement est d'une époque très peu ancienne.

La disposition des terrains dans le grand plateau saharien est telle que les plus anciens se trouvent au sud et à l'est, tandis que les plus récents sont au nord et plus spécialement vers les bouches du Nil.

La *première zone*, la plus ancienne, est formée de granite et de gneiss, associés parfois à des schistes anciens et des quartzites[1]. C'est à cette zone que nous rattachons les collines granitiques d'El-Eglab que Lenz a rencontrées sur la bordure méridionale de la grande rég desion dunes d'Iguidi. Il faut y jouter a le massif de l'Ahaggar, dans lequel Duveyrier soupçonne aussi la présence de terrains volcaniques, à en juger par des cailloux roulés de lave. Le massif de gneiss et de granite s'avance au nord jusqu'au bord méridional des plateaux du Mouydir et du Tasili, et embrasse la région des sources de l'Igharghar. Dans le groupe de l'Éguéré, des coulées de basalte reposent au fond des vallées creusées dans ces roches anciennes.

Barth et E. de Bary ont contourné l'Ahaggar par l'est sur le chemin de l'Aïr, et le second a laissé une liste détaillée des formations qu'il a rencontrées ; mais ce voyage lui a coûté la vie, et son nom est allé grossir la liste des nombreuses victimes de l'exploration du globe[2].

On sait donc, qu'au sud de Ghât, au delà des plateaux de grès et spécialement des éperons du Tasili, c'est encore le granite qui reparaît et forme le sous-sol sur une grande distance jusque vers l'Aïr ; mais il est recouvert d'un certain nombre de tables de grès isolées ; il convient d'en signaler une au sud de Falesles, et une seconde bien plus au sud, près de la frontière septentrionale de l'Aïr. Ce sont sans doute les avant-coureurs des grandes *hamada*

[1. Telle est la constitution de l'Adrar, au sud-est du cap Blanc et de Rio de Or F. Quiroga, *Observaciones geol. hechas en el Sahara occidental* (Annales Soc. Esp. Hist. Nat., XVIII, 1889, p. 313-393, carte géol.).]

2. *Tagebuch des verstorbenen Dr. Erwin von Bary, geführt auf seiner Reise von T polis nach Ghât und Aïr* (Zeitschr. Ges. Erdk., XV, 1880, p. 334-418).

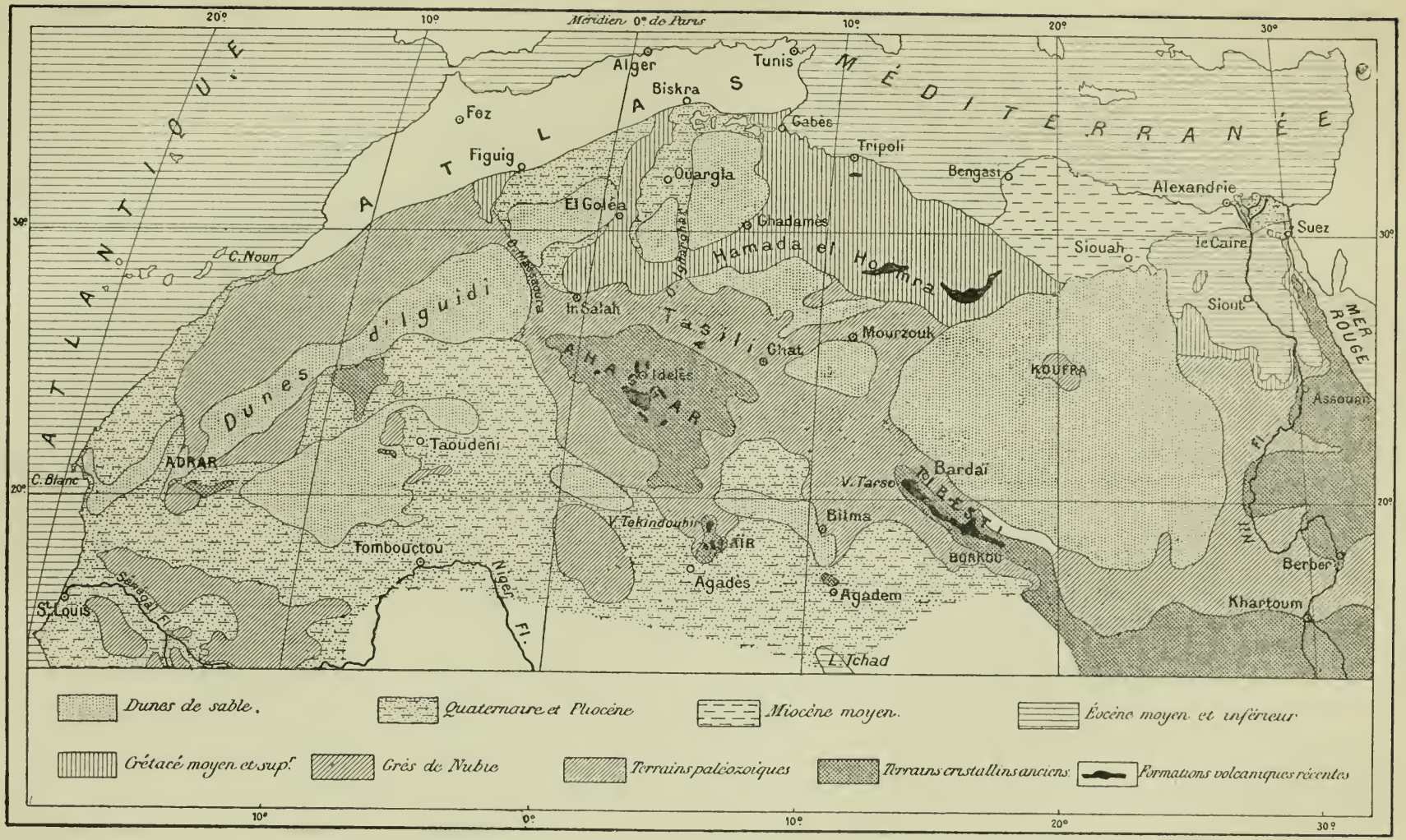


Fig. 68. — Essai d'une carte géologique du Sahara (d'après G. Rolland). Échelle de 1 : 35.000.000 environ.

planes, qui couvrent à l'est de vastes espaces dans la direction de l'oasis de Kaouar.

Le grès et le granite sont parfois accompagnés de basalte ; on trouve aussi des schistes amphiboliques et du gneiss. L'Aïr même est un pays granitique ; aux environs d'Adjiro sont des terrains éruptifs, notamment le volcan Tekindouhir, dont les laves s'étendent jusque dans le voisinage immédiat de cette localité [1].

Le massif de Tummo se compose surtout de grès, et les notes prises par Rohlfs et Nachtigal sur la route du Tchad nous montrent nettement les plateaux de grès se prolongeant vers le sud. Les grands rochers à pic, qui en cas d'invasion servent de refuge aux habitants du Kaouar, sont formés des mêmes couches de grès horizontales ; on les trouve également à Dibbela. C'est seulement au sud de ce point, dans les monts Geissiger, que Rohlfs signale l'apparition du granite ; Nachtigal a rencontré des strates de calcaire à Agadem [2].

Il n'est donc pas impossible que les sédiments horizontaux du nord ne s'étendent depuis Ghât jusqu'à cette grande dépression, dans laquelle le Tchad représente le reste d'un lac jadis bien plus vaste.

On rencontre plus loin les monts du Tibesti, et d'abord le volcan du Tarso, qui s'élève à 2 500 mètres ; Nachtigal a passé en septembre 1869 près de son cratère, pendant sa fuite périlleuse du Bardaï. Il mentionne du granite et du grès au flanc sud-ouest du volcan ; on ne connaît pas encore la constitution du reste de la chaîne, qui se prolonge vers le S. E. ; sur son flanc méridional, au Borkou, au nord de l'oasis de Boudou, la montagne tabulaire Koroka est formée de ce même grès noirci qui présente une si grande extension dans le désert [3].

On ignore également la nature du massif qui se trouve au sud-est dans l'Ennedi, et jusqu'au Dar-For nous n'avons aucune indication sur la structure géologique du pays. Mais là commence la large zone où s'élève en monts isolés le massif de roches archéennes qui forme tout le sous-sol du Kordofan et du Sennar jusque vers Khartoum. De là ce massif s'étend jusqu'à la mer Rouge, dont il

[1. Barth mentionne des trachytes dans l'est de l'Aïr : il trouva la cime du mont Téléchéra « formée de colonnes trachytiques... aussi régulières que si elles avaient été faites de main d'homme ; quelques-unes s'élevaient à 100 pieds de hauteur ». La base de la montagne était non de granite, mais de grès (Barth, *Reisen*, I, p. 568 et carte). Overweg a reconnu une autre montagne trachytique dans la même région (Ibid., p. 569).]

2. G. Rohlfs, *Quer durch Afrika*, in-8°, 1874, p. 238-274 ; G. Nachtigal, *Sahara und Sudan*, in-8°, 1879, II, p, 491-554.

3. Nachtigal, même ouvr., II, p. 111 ; voir aussi p. 109, pour le grès noir de l'oasis de Kirdi au Borkou. Dans l'Eguéi les versants de la dépression sont disposés en terrasses.

borde le rivage vers le nord jusqu'au golfe de Suez, pour se prolonger, comme on le verra plus loin, par le massif du Sinaï jusque dans l'Arabie

Cette zone orientale, constituée surtout par des granites, des gneiss et des roches amphiboliques, a une limite très irrégulière du côté de l'ouest, où elle est recouverte par des lambeaux de terrains sédimentaires. Elle atteint plusieurs fois le Nil, dont elle détermine les cataractes ; c'est seulement en aval d'Assouan qu'elle se restreint à une bande moins large, parallèle à la mer.

Dans le sud-est, on trouve superposée à cette zone archéenne la grande masse volcanique de l'Abyssinie et du Choa, remarquable par son relief si accidenté.

Autant qu'il nous est permis d'en juger aujourd'hui, voici donc comment est tracée la limite du soubassement archéen du Sahara : elle se montre à El Eglab, au sud de la mer des dunes de l'Iguidi, en suit probablement le bord méridional jusqu'au massif de l'Ahaggar, englobe celui-ci, puis recule loin dans le sud, sous le méridien de Ghât. Ici, jusque vers l'Aïr, la limite est indécise, par suite de la superposition de tables de grès isolées ; les terrains archéens ne réapparaissent que dans les monts Geissiger, au nord d'Agadem, et sur les pentes du Tarso (monts Togar). Ensuite la limite reste inconnue sur de vastes espaces; plus à l'est, elle passe par le nord du Dar-For et du Kordofan ; enfin le massif ancien s'avance vers le nord et forme ainsi comme une sorte de grande vasque.

La *deuxième zone* du Sahara est d'âge dévonien et carbonifère. Stache a montré, d'après les échantillons rapportés par Lenz, que le Carbonifère marin forme le sous-sol de vastes espaces entre l'Atlas et les dunes d'Iguidi [1]. Il a déjà été question du calcaire paléozoïque sur lequel repose le Crétacé près de Djörf et Torba. A l'est des dunes, au Gourara et au Tidikelt, affleurent des terrains paléozoïques ; leurs couches horizontales forment au nord de l'Ahaggar cette ceinture de montagnes tabulaires à laquelle appartiennent le Mouydir, l'Iraouan, le Tasili, l'Eguélé, l'Akakous près de Ghât, puis l'Amsak, etc. On a trouvé sur plusieurs points des fossiles dévoniens ; mais il y a aussi des traces de Carbonifère dans la région de Mourzouk [2].

1. G. Stache, *Fragmente einer Afrikanischen Kohlenkalkfauna aus dem Gebiete der West-Sahara* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XLVI, Abth. 2, 1883, p. 369-418, pl.).

2. Beyrich, *Bericht über die von* Overweg *auf der Reise von Tripoli nach Murzuk und Ghât gefundenen Versteinerungen* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., IV, 1852, p. 143-161;

Les grès noircis du Tasili, qu'on suppose dévoniens, semblent identiques à ceux qui s'étendent jusqu'à l'Aïr et même jusqu'au Borkou.

Cette zone est donc large à l'ouest, paraît se réduire à un minimum au sud de Timassinine, sur le flanc nord de l'Ahaggar, et s'élargit ensuite vers le nord, comme le prouve la présence de fossiles dévoniens au puits d'El-Hassi. Mais toute trace de paléozoïque se perd à l'est de Mourzouk, et on n'en a relevé nulle part le long de la bordure orientale jusqu'à la péninsule du Sinaï.

La *troisième zone* est formée de terrains crétacés. Bien qu'on en ait noté quelques lambeaux dès la région marocaine[1], nous en marquerons le commencement à la grande falaise cénomanienne qui surgit au sud de Laghouat, se prolonge par El-Goléa vers In-Salah, puis s'infléchit fortement vers l'est en enveloppant les plateaux de Tademayt et de Tinghert, et forme enfin le bord méridional de la grande Hamada-el-Homra. Tout le pays compris entre les chotts et ce vaste demi-cercle, c'est-à-dire toute la région moyenne et inférieure de l'Igharghar, avec la grande bande de dunes à l'ouest de Ghadâmès, appartient à cette troisième zone. Elle se relève du côté de Tripoli et de la Méditerranée, où elle atteint la hauteur considérable de 700 mètres; elle est parsemée, au sud de Tripoli, de quelques cônes volcaniques de formation récente.

La zone crétacée se poursuit par la Hamada-el-Homra et les Montagnes Noires[2] vers le désert Libyque, reparaît de l'autre côté de la grande mer des dunes, forme le sous-sol des oasis de Farafrah, Dakhel et Khargueh, au nord desquelles elle disparaît sous les couches de la zone suivante, et couvre d'énormes espaces dans la

surtout p. 159, 160). [M. F. Foureau a signalé depuis (C. R. Acad. Sc., CXIX, 1894, p. 576-579) de larges affleurements de Carbonifère qui semblent s'étendre obliquement du N.W. au S.E., dans la région des dunes d'Issaouan et sur le plateau d'Eguélé entre 27° et 28° de lat. N. et 5° et 6°30' de long. E. (P.). « La bande de Carbonifère, dit-il, n'est pas continue; j'ai pu constater sa présence plus ou moins nettement caractérisée sur quelques points différents; il est représenté soit par des calcaires renfermant de nombreux *Productus*, notamment le *Productus cora*, soit par d'autres assises calcaires où se montrent de très grandes quantités des tiges de crinoïdes (*Poteriocrinus*). Elles sont parfois tellement abondantes qu'elles constituent presque à elles seules la roche. » M. Foureau signale de plus la présence de végétaux appartenant au genre *Lepidodendron*. Il conclut en disant que les bandes de terrain carbonifère sont probablement parallèles aux bandes de terrain dévonien, qui s'étendent « du N. N. W. au S. S. E., le long du bord occidental de la vallée des Igharghârên, avec des témoins avancés à Khanfoûsa et Gared el Beïda. »]

[1. Voir ci-dessus, p. 455, note 6.]

[2. Le Djebel-es-Sôda ou *Montagne Noire* est lui-même un massif basaltique, isolé au milieu d'une hamâda de calcaire blanc (Duveyrier, *Les Touaregs du Nord*, p. 80).]

direction du sud. Elle semble partout s'appuyer directement sur le massif ancien, au nord du Kordofan et du Dar-For.

On trouve le terrain crétacé dans la vallée du Nil jusqu'aux ruines de Thèbes ; mais il ne forme plus au nord qu'un étroit liséré le long du massif ancien qui sépare la mer Rouge du fleuve. Il atteint enfin la mer Rouge au nord du couvent de Saint-Paul.

Dans tout le Sahara oriental, cette zone est marquée à la base par une couche de grès connue sous le nom de *grès de Nubie;* d'accord avec Zittel et les premières publications de Lartet, je l'ai attribuée à l'étage cénomanien, tandis que plus à l'est, comme on le verra plus loin, il semble que l'on ait également désigné sous ce nom des formations plus anciennes.

D'après ces observations, la zone crétacée serait donc étroite dans le Sahara central, extrêmement large dans l'est. Pourtant, comme Rohlfs a noté des « cornes d'Ammon » sur la route du Tchad, au sud de Garo dans l'oasis de Bilma, il est possible qu'une partie des montagnes tabulaires de cette région ne soient pas dévoniennes, mais bien crétacées[1].

La *quatrième zone* est celle du calcaire nummulitique. Bien qu'il contribue à former les chaînons situés au nord des chotts, on n'en a pas observé de traces dans tout le Sahara occidental et central[2] et on le retrouve seulement en Égypte.

Cette zone surgit de la mer des sables entre les oasis de Siouah et de Farafrah, comprend l'oasis de Baharieh où elle porte un cône isolé de basalte, et forme les deux berges du Nil depuis le Mokattam, près du Caire, jusqu'en amont de la première cataracte. En ce point le calcaire nummulitique laisse affleurer la zone crétacée, puis, par dessous, les roches archéennes.

A cette quatrième zone, dont la partie ouest est tout entière cachée sous les sables, s'adosse le deuxième étage méditerranéen, formant en quelque sorte une *cinquième zone*. Il apparaît dans l'oasis de Siouah et s'étend vers le nord-est ; on ne l'observe pas dans la vallée du Nil, mais il reparaît à l'est et atteint la mer Rouge en un point au sud-ouest de Suez. Quelques gisements font présumer que la Cyrénaïque est constituée par ces dépôts[3]. Il a déjà été question des restes de couches méditerranéennes à *Ostrea longirostris* qui subsistent près des chotts, à l'ouest de Gabès. —

1. Rohlfs, Ouvr. cité, I, p. 269.
[2. Voir ci-dessus, p. 456, note 2.]
3. Zittel, *Libysche Wüste*, p. cxxxi, note 2.

Arabie méridionale et Abyssinie. — En partant de l'extrême ouest, nous avons suivi à travers tout le Nord de l'Afrique la disposition des terrains stratifiés qui forment le sous-sol de la région désertique, et nous avons constaté qu'entre le Nil et la mer Rouge leur soubassement archéen paraît au jour. Il reste à savoir si c'est là que finissent les sédiments du plateau désertique, ou s'ils se prolongent plus loin vers l'est. Pour résoudre cette question, nous allons examiner successivement les régions situées au delà de la partie sud et de la partie nord de la mer Rouge.

L'étude des premières est rendue facile par le travail de Carter sur les côtes méridionales de l'Arabie[1]. Nous lui empruntons les faits suivants.

Dans le détroit d'Ormuz, le Ras Messendoum, qu'on a souvent pris pour une masse de basalte, est en réalité formé par un calcaire foncé en couches horizontales. A partir de ce point, le massif s'élève progressivement au-dessus de Mascate jusqu'à l'altitude d'environ 6000 pieds [1830 m.], abstraction faite de quelques cimes plus élevées. Sur ces hauteurs paraît le calcaire blanc à nummulites et à alvéolines, qui prend ensuite une grande extension sur le littoral. La ville de Mascate est bâtie sur une roche verte à diallage qu'on a identifiée avec de l'euphotide ; on signale également de la diorite. Le calcaire blanc se prolonge vers l'est; au ouâdi Chab, les escarpements qui en sont formés montrent des couches horizontales; la hauteur diminue vers le Ras-el-Hadd, et ce promontoire oriental n'est qu'une simple langue de sable.

Les roches vertes de Mascate reparaissent au Ras Djibch, la côte devient plate, et les sables du désert finissent par atteindre la mer; de l'île de Mosera, qui est haute d'environ 600 pieds [180 m.], la vue s'étend au loin dans l'intérieur. Cette île est également formée de roches vertes, que recouvrent quelques lambeaux de calcaire blanc nummulitique.

Plus loin, sur la côte, les sables laissent de nouveau paraître le calcaire nummulitique fossilifère; il forme la partie ouest de la baie de Haschich, la petite île de Hammar-el-Nafour, et s'étend jusqu'au voisinage du Ras Djezireh.

Ce promontoire est constitué lui aussi par les roches vertes de

1. H. J. Carter, *Memoir on the Geology of the South East Coast of Arabia* (Journ. Bombay Branch Asiat. Soc., IV, 1852, p. 21-96). Citons aussi, en fait d'études de cette côte, W. T. Blanford, *Note on Maskat and Massandim* (Rec. Geol. Surv. Ind., V, 1872, p. 75-77) : on y trouve exprimée l'hypothèse que le calcaire foncé du détroit d'Ormuzd appartient peut-être au Trias; il est fait mention de *Myophoria*, mais aussi d'*Exogyra*, de sorte que les observations sont contradictoires.

Mascate; à droite et à gauche s'étendent à perte de vue les bancs horizontaux du calcaire nummulitique aux teintes claires; le Ras Chirbedat en est formé; au fond de la baie Khourian-Mourian, qui vient ensuite, affleure une roche éruptive noire, qui envoie des filons dans les assises blanches du calcaire. —

Nous voici arrivés à une limite importante : tandis que depuis le Ras-el-Hadd, les falaises se maintenaient dans les altitudes moyennes, à partir du Ras Nous, le pays s'élève brusquement à environ 4 000 pieds [1 200 m.], et sauf une seule interruption, devant le Ras Fartak, il garde une hauteur considérable jusqu'au détroit de Bab-el-Mandeb.

Ici le granite se montre aussi pour la première fois. Il forme, avec les roches vertes de Mascate, les îles Khourian-Mourian; on observe par-dessus quelques lambeaux de calcaire. Au Ras Nous, le granite s'élève jusqu'à 1 200 pieds environ [365 m.]; le sommet est en calcaire. Plus loin, le niveau du granite s'abaisse, et à Marbat il est recouvert par une série de couches très variées.

Le premier terme de cette série est un grès micacé jaunâtre ou brun, sans fossiles, qui a environ 1 700 pieds [520 m.] d'épaisseur. Puis vient, sur une hauteur de 300 pieds, un ensemble de couches argileuses rouges ou bigarrées; on les retrouve en d'autres points de la côte, où elles renferment *Pecten quadricostatus, Salenia scutigera, Orbitulina concava,* et d'autres espèces cénomaniennes bien connues[1].

Les bancs du calcaire supérieur appartiennent encore au Crétacé; ils sont surmontés de buttes de calcaire à alvéolines morcelées en piliers (ces pitons ne sont pas visibles sur la figure 69).

Par sa composition, comme par la place qu'il occupe, le grès inférieur de Marbat rappelle donc le *grès de Nubie* de l'Égypte, et la succession des couches rencontrées par Carter est identique à celle qu'on observe par exemple à Assouan, dans la vallée du Nil.

Le granite a disparu dans le haut promontoire du Ras Seger; de même une partie du grès s'est affaissée sous les flots; au-dessus des argiles bigarrées s'élèvent les blanches murailles du calcaire.

La baie d'El-Kamar marque dans la haute falaise l'interruption dont il a été question; mais au Ras Fartak le plateau recommence. On y voit d'abord les bancs du calcaire à alvéolines s'élever en biais du niveau de la mer jusqu'à une hauteur d'environ 1 900 pieds

1. P. M. Duncan, *A Description of the Echinodermata from the Strata of the South-Eastern Coast of Arabia, and at Bagh on the Nerbudda* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXI, 1865, p. 349-363).

[580 m.]; ils deviennent alors horizontaux et se prolongent avec la même allure. De l'autre côté du promontoire, les couches bigarrées de la série cénomanienne se redressent de même sous un angle de 45°, et prennent à une certaine hauteur la position horizontale. Au Ras Charwein, le basalte se fait jour pour la première fois à travers les marnes multicolores du Cénomanien.

Une plaine étroite s'intercale alors entre le rivage et les hautes falaises, et quelques cônes éruptifs s'y montrent entre le Ras Charwein et Makalla. Leur noire silhouette et leurs coulées de lave

Fig. 69. — Vue de Marbat, sur la côte méridionale de l'Arabie (d'après Carter).

Au premier plan, Granite; au pied de la montagne, dépôts marins récents; *a* = Grès, masqué en grande partie par les éboulis; *b* = Marnes bigarrées fossilifères (Cénomanien); *c* = Calcaires crétacés supérieurs.

tranchent nettemment sur la blancheur de la plage; ils s'échelonnent sur une longueur de 72 kilomètres environ.

A Makalla, on retrouve le granite associé aux roches vertes et recouvert de calcaire; le bord du grand plateau s'élève à 6 000 pieds [1830 m.]; le granite affleure sur la côte.

A environ 96 kilomètres au nord-est d'Aden, la mer profonde baigne un escarpement formidable qui la domine de plusieurs milliers de pieds; il en est ainsi sur une quarantaine de kilomètres; puis la falaise, s'écartant de la côte, se dirige droit sur le détroit de Bab-el-Mandeb, laissant à son pied une plaine en forme de triangle. Là s'élève un volcan dont le cratère atteint 1 700 pieds d'altitude [518 m.], et dans ce cratère est bâtie Aden. —

La côte Somali, en face, a exactement la même structure. A

l'est de Berbera, le pays est formé par un calcaire blanchâtre, au-dessous duquel on observe à Haïs une roche amphibolique; la côte de Meyt est de nouveau en calcaire de teinte claire, et cette roche semble se poursuivre sans interruption jusqu'au cap Guardafui[1].

L'île Abd-oul-Kouri s'élève à 1 600 pieds [490 m. environ]; on trouve à la base du granite avec les roches vertes de Mascate; au-dessus vient du calcaire. Dans l'île de Kal-Faraoun, qui est haute de 400 pieds [120 m.] seulement, on n'a observé que du gypse. Les « Frères », entre Abd-oul-Kouri et Socotra, sont formés des mêmes roches qu'Abd-oul-Kouri, et, d'après les recherches de Balfour, il en est de même de la grande île Socotra[2].

On trouve au nord une bande de roches anciennes, granite, gneiss et schistes amphiboliques; elle comprend le Djebel Hougguier, et se distingue par une grande variété de formes. Tout le sud-ouest et l'est de l'île est en calcaire dur, de couleur claire, en couches horizontales. Dans l'est, on peut noter encore un massif de rhyolite, et quelques affleurements de basalte ont été observés sur divers points. —

Ainsi, sur la côte sud-est de l'Arabie, les terrains sédimentaires sont horizontaux comme en Égypte, et l'on n'y relève que des ondulations locales, comme celle du Ras Fartak, qui ressemble d'ailleurs beaucoup moins à un plissement qu'à un étirement le long d'une faille. Comme en Égypte, et abstraction faite du grès de Nubie, il n'y a pas trace de dépôts antérieurs au Cénomanien. Comme en Égypte, le soubassement archéen affleure sur bien des points, et la succession des couches est la même qu'en Égypte, du moins jusqu'à la zone granitique du Ras Nous et des îles Khourian-Mourian. Plus à l'est, dans l'Oman, on ne connaît jusqu'ici avec certitude que la transgression du calcaire nummulitique sur les roches anciennes.

Les côtes, dans le nord du pays Somali et jusqu'à Socotra, ont la même structure, et le golfe d'Aden se révèle ainsi comme un effondrement, venant interrompre la continuité des couches horizontales; l'Arabie et le pays Somali représentent les prolongements du grand plateau désertique de l'Afrique septentrionale[3].

1. La description de Vélain (*Mission de l'île Saint-Paul*, in-4°, 1879, p. 1-92) ne me semble pas contredire l'opinion ancienne, d'après laquelle Aden serait un cratère d'éruption. Il est possible que le massif calcaire s'étende vers l'intérieur jusqu'à la haute vallée du Juba, dans le pays des Gallas du Sud (Rich. Brenner's *Forschungen in Ost-Afrika*, Petermanns Mittheil., 1868, p. 365).

2. B. Balfour, Report Brit. Assoc., 1881; T. G, Bonney, *On a Collection of Rock Specimens from the Island of Socotra* (Phil. Trans., vol. 174, part 1, 1883, p. 273-294, pl.).

[3. On sait aujourd'hui que ce plateau Somali se prolonge dans le sud jusqu'à l'Ousam-

Les formations éruptives qu'on rencontre vers l'ouest, à partir du Ras Charwein, se rattachent à l'importante zone volcanique qui entoure le détroit de Bab-el-Mandeb, et se prolonge sur beaucoup d'îles et sur les deux rives de la mer Rouge[1]. Les traces d'éruptions récentes se multiplient surtout vers l'ouest. Le massif de l'Abyssinie et le Choa représentent un des foyers d'activité volcanique les plus considérables. Il est possible que les immenses champs de lave de l'Abyssinie ne soient pas tous de même âge, qu'une partie d'entre eux soient, comme le pense Blanford, contemporains des épanchements du Dekkan, et datent par conséquent du début de la période éocène; ce qui est certain, c'est que par dessous, dans la plupart des grandes vallées, on aperçoit des assises de grès horizontales qui reposent sur un soubassement de roches archéennes.

Ceci ressort, pour l'Abyssinie, des travaux de Ferret et Galinier[2], et pour le Choa de ceux de Rochet d'Héricourt[3], et surtout des observations de Blanford, qui, lors de l'expédition anglaise, a étudié dans le plus grand détail la ligne Massaouah-Magdala[4].

Or, on voit paraître à Antalo, dans le nord-est de l'Abyssinie, une formation tout à fait étrangère au plateau désertique, un lam-

bara. Les hauteurs qui dominent à l'est les lacs Rodolphe et Stéphanie ne sont autre chose qu'une partie de son bord occidental ; voir L. R. von Höhnel, *Orographisch-hydrographische Skizze des Forschungsgebietes der Graf Samuel Telekischen Expedition*, 1887-88 (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss. Classe, LVIII, 1891, p. 454). Plus loin, la falaise terminale du plateau Somali suit la direction E.N.E., dominant parfois de plus de 1 000 m. la zone déprimée de l'Haouach et de Zeila (Ph. Paulitschke, *Harar*, in-8°, Leipzig, 1888, p. 467 et suiv.). — On a signalé récemment, en pays Somali, la présence de gisements fossilifères jurassiques (Bathonien, à affinités indiennes) et crétacés (Néocomien); J. W. Gregory, *A Note on the Geology of Somali-Land based on Collections made by Mrs.* Lort-Phillips, *Miss* Edith Cole, *and Mr.* G. P. N. Aylmer (Geol. Mag., Dec. 4, III, 1896, p. 289 et suiv.); C. Mayer-Eymar, *Ueber Neocomian-Versteinerungen aus dem Somali-land* (Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich, XXXVIII, 1893, p. 249-265, pl. 1, II).]

[1. Il faut signaler ici toute cette zone située en contre-bas entre le massif abyssin et le plateau Somali, et qui forme un triangle dont les sommets sont marqués par les villes de Massaouah, Berbera et Ankober. M. Suess a analysé ailleurs les nombreuses manifestations d'activité volcanique observées dans cette région, qui est aujourd'hui sans écoulement vers la mer, et conclut qu'on est en présence d'une partie affaissée de l'écorce terrestre (*Beiträge zur geologischen Kenntniss des östlichen Afrika*, Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LVIII, 1891, p. 567-570).]

2. Ferret et Galinier, *Voyage en Abyssinie*, III, *Géologie*. Toutes les anciennes observations sur cette région volcanique ont été réunies par T. E. Gumprecht, *Die vulcanische Thätigkeit auf dem Festlande von Afrika, in Arabien und auf den Inseln des Rothen Meeres*, in-8°, Berlin, 1849, p. 103-193.

3. Rochet d'Héricourt (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., III, 1846, p. 541 et suiv.), *Second voyage dans le pays des Adels*, in-8°, Paris, 1846; Dufrénoy, *Rapport* (C. R. Acad. Sc., XXII, 1846, p. 806 et suiv.).

4. W. T. Blanford, *Observations of the Geology and Zoology of Abyssinia*, in-8°, London, 1870, p. 143-203, carte géol.

beau qui semble se rattacher par ses fossiles au Jurassique moyen [1]: c'est le *calcaire d'Antalo* de Blanford[2]. Malheureusement, comme le remarque ce consciencieux observateur, on n'a pu déterminer exactement la position relative du grès et de ce calcaire jurassique[3]. On ne sait donc pas si le *grès d'Adigrat* de Blanford, qui représente sans doute ici le *grès de Nubie*, doit être attribué au Cénomanien ou à l'un des étages gréseux probablement plus anciens dont il sera question plus loin.

Sinaï, Syrie et Arabie septentrionale. — Les roches massives qui forment le soubassement du grand plateau désertique, et avec elles le grès de Nubie et les couches puissantes des calcaires crétacés et tertiaires inférieurs, se continuent, on l'a vu, vers l'est, dans l'Arabie méridionale. Elles se rattachent plus nettement encore aux montagnes de la presqu'île du Sinaï et à celles de la Terre Promise.

Dans la zone étroite qui s'étend entre le Nil et la côte érythréenne, et que les anciens appelaient *Mons Porphyrites* (chaîne Arabique), les roches massives offrent une diversité remarquable, qu'elles conservent également plus à l'est. Le granite rouge est la roche principale; il est accompagné de gneiss et de schistes anciens de tous les genres, et aussi de porphyre rouge et de diorite. Tel est l'assemblage qu'on observe au bord du golfe de Suez, et qu'on retrouve de l'autre côté, dans les hautes montagnes qui occupent le sud de la presqu'île sinaïtique, et que domine le Djebel-Mousa, la « Montagne de la Loi ». On suit ainsi les roches anciennes jusqu'à la côte est de la presqu'île, puis au delà du golfe d'Akabah, dans les monts granitiques du pays de Midian, ainsi qu'au nord et au sud de ce massif.

Plusieurs circonstances — l'expédition de Burton au Midian, à

[1. Le terrain jurassique moyen et supérieur est aujourd'hui connu dans tout le Sud de l'Abyssinie; voir notamment Aubry, *Observations géol. sur les pays Danakils, Somalis, le royaume du Choa et les pays Gallas* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XIV, 1886, p. 201-222, carte géol.); H. Douvillé, *Examen des fossiles rapportés du Choa par* M. Aubry (Ibid., p. 223-241, pl. XII). Des fossiles jurassiques recueillis par Ragazzi dans la haute vallée du Nil Bleu présentent les caractères du Kimeridgien d'Europe : « On croirait, écrit M. Suess, avoir devant soi des échantillons du Kimeridgien français ou suisse, ou du Portlandien d'Angleterre. » (*Beiträge*, etc., Mém. cité, p. 557). M. de Rochebrune attribue au Néocomien les fossiles rapportés par Revoil des monts Warsanghali (côte Somalie) et range les grès d'Antalo dans le même étage (Revoil, *Flore et Faune des pays Somali*, in-8°, Paris, 1882).]

2. Blanford, ouvr. cité, p. 177, note.

[3. On sait maintenant que le grès d'Adigrat est *antérieur au Jurassique*. M. Suess incline à le considérer comme la continuation des grès du Karoo de l'Afrique australe et aussi de ces grès de l'Afrique orientale qui prennent tant d'extension dans la direction du Congo (Mém. cité, p. 557).]

la recherche de gisements d'or[1], et les doutes de Beke sur la position du Sinaï biblique — ont élargi dans ces dernières années notre connaissance de cette région. Le Djebel Baghir, ou Djebel-el-Nour, la « Montagne de la Lumière », situé au nord d'Akabah, à l'ouest de l'ouâd Ithm, serait, d'après Beke, la véritable Montagne Sainte; Milne, qui accompagnait ce savant exégète, nous a fait connaître la structure de la côte orientale du golfe[2]. Nous touchons ainsi à la région de Petra et du mont Hor, c'est-à-dire au terrain si bien étudié par L. Lartet, dont les recherches ont jeté tant de lumière sur la structure de la Palestine et de l'Idumée[3], qu'en les combinant avec les descriptions fort claires de la Judée dues à Oscar Fraas[4], nous pouvons nous faire une opinion sur l'origine de la vallée du Jourdain et sur ses rapports avec la mer Rouge. Pour le moment, nous lui emprunterons ce fait important : à l'est de l'ouadi Arabah, qui est le prolongement du Jourdain et de la Mer Morte, les terrains anciens s'avancent plus loin vers le nord que sur la rive occidentale. Les porphyres, qui semblent représenter ici les roches les plus récentes de cette série, prennent encore, dans le nord, une part considérable à la constitution du mont Hor, et leur affleurement extrême, dans cette direction, s'aperçoit à Safieh, sur la côte sud-est de la mer Morte.

Ainsi des roches massives anciennes entourent toute la partie nord de la mer Rouge. A la pointe sud de la presqu'île du Sinaï se croisent deux des plus grands systèmes de fractures linéaires que l'on connaisse à la surface du globe. Le premier est celui de la mer Rouge; il se poursuit dans la direction de Suez. Le second, qui est orienté presque exactement N.-S., est celui du Jourdain (fig. 70). De la Cœlé-Syrie, il s'étend par le lac de Tibériade, la vallée du Jourdain, la mer Morte, l'ouadi Arabah, en passant par le seuil de 230 à 240 mètres que forme le Crétacé de Safeh, jusqu'au ouadi Akabah et au golfe du même nom. Il forme un angle aigu avec la ligne de la mer Rouge, et *ne se prolonge pas*. Ce croisement se fait dans la zone des roches anciennes, qui est ainsi divisée en

1. R. F. Burton, *The Gold-Mines of Midian and the ruined Midianite Cities*, in-8°, London, 1878.

2. Milne, *Geological Notes on the Sinaitic Peninsula and Northwestern Arabia* (Quart Journ. Geol. Soc., XXXI, 1875, p. 1-28).

3. L. Lartet, *Essai sur la géologie de la Palestine et des contrées avoisinantes* (Ann. des Sc. géol., I, 1869, p. 1-116, 149-329, carte); et *Exploration géologique de la mer Morte, de la Palestine et de l'Idumée*, in-4°, Paris, 1877 (ce volume fait partie de l'*Expédition scientifique du duc de Luynes*).

4. O. Fraas, *Aus dem Orient; Geologische Beobachtungen am Nil, auf der Sinaï-Halbinsel und in Syrien*, in-8°, Stuttgart, 1867.

trois parties. La première est le *Mons Porphyrites* et le massif côtier d'Égypte. La seconde, en forme de coin, est le Sinaï. La troisième est le massif de l'Arabie, dont les derniers prolongements s'avancent jusqu'au delà du mont Hor, près de la mer Morte.

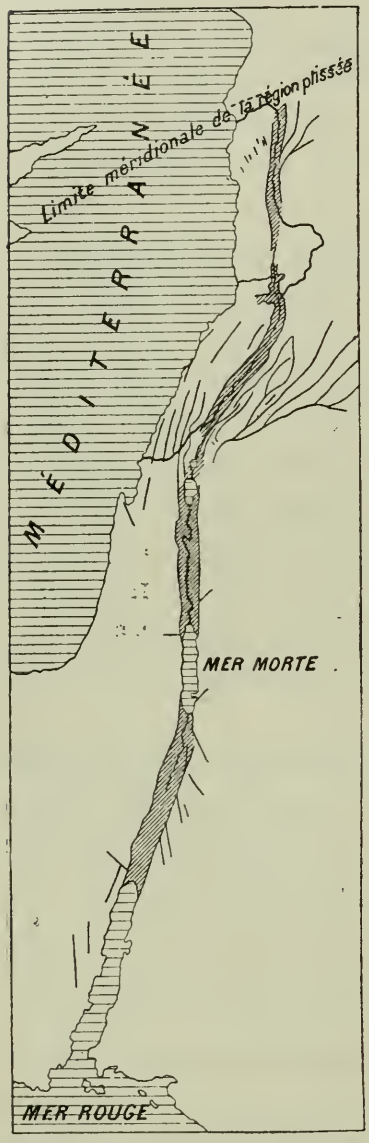


Fig. 70. — Carte schématique du Fossé Syrien (d'après Suess, *Beiträge zur geol. Kenntniss des ostlichen Afrika*, p. 133 [577], fig. 3).

Le grès de Nubie succède à ce groupe de roches anciennes, que je ne qualifierai pas d'archéennes dans leur ensemble, à cause des porphyres et des diorites qui s'y rencontrent. Il ne forme d'abord qu'un étroit liséré à l'ouest du massif ancien de l'Égypte; de l'extrémité nord de ce massif, il gagne la mer et se développe en largeur à travers la presqu'île du Sinaï; il est souvent recouvert de sables résultant de la désagrégation des grès. Il semble cesser brusquement vers l'extrémité du golfe d'Akabah, mais on le voit reparaître à l'est de la ligne du Jourdain, tantôt dans les vallées, sous forme de lambeaux affaissés, tantôt à la cime des montagnes. Milne a ainsi trouvé vers 1 000 mètres d'altitude deux grandes masses de grès formant, au-dessus du granite, le sommet du Djebel Atagtaghir, non loin de la « Montagne de la Lumière », et, suivant Lartet, le même grès de Nubie forme la cime du mont Hor, portant le tombeau d'Aaron, à 1 327 mètres au-dessus de la mer Rouge. Ici le grès repose sur du porphyre.

A partir du mont Hor, le grès s'abaisse de façon à former la base des falaises de la côte orientale de la mer Morte; on ne le voit pas sur la côte ouest. La différence de niveau entre le mont Hor et ce point est de 1 720 mètres. Le grès de Nubie affleure encore sur une certaine distance dans le nord, mais seulement au pied du talus oriental de la vallée du Jourdain; et il est probable que les grès rouges du Liban en représentent la suite[1].

[1. Voir C. Diener, *Libanon*, in-8°, Wien, 1891, p. 32-36; M. Blanckenhorn, *Die Entwickelung des Kreidesystems in Mittel- und Nord-Syrien*, in-4°, Cassel, 1890, p. 17, 36, etc.]

Il est vrai qu'on ne peut d'ores et déjà l'assimiler au Cénomanien, comme c'est le cas en Afrique. Notons d'abord qu'abstraction faite d'observations moins sûres, Bauermann et Tate ont trouvé du Carbonifère à l'ouadi Nasb, dans la presqu'île du Sinaï : il y a là des dépôts marins représentés par des calcaires à *Orthis Michelini*, etc., et l'on a trouvé dans les grès l'empreinte d'un *Lepidodendron*[1]. On retrouve ainsi la trace de cette zone carbonifère que Lenz a croisée à l'ouest dans son voyage à Tombouctou, où elle est représentée par des dépôts marins, zone qu'on a reconnue près de Mourzouk à quelques vestiges de plantes, et dont on n'a encore aucun indice dans la région du Nil.

En général, ce grès rappelle d'une façon très frappante par ses caractères nos grès permiens d'Europe. Le grès de Nubie est souvent rouge foncé ou blanc, ou rouge et blanc; il repose souvent sur du porphyre, dont il contient des cailloux roulés; Raboisson dit même qu'il est traversé par des filons de porphyre[2]. Il renferme du cuivre dans la presqu'île du Sinaï et près de Pétra; on y trouve des gîtes de turquoises, tant au Sinaï qu'en Abyssinie; le sel et le gypse ne manquent pas non plus. Dès 1858, après examen d'un échantillon de bois fossile trouvé par Russegger aux environs d'Assouan, Unger avait conclu au synchronisme du grès de Nubie et du grès rouge (Rothliegendes). Ce résultat n'a pas été confirmé dans le nord par Zittel, qui a démontré au contraire par la découverte d'autres gisements de plantes que cette formation est d'une époque plus récente[3]; mais dans l'est, comme en Abyssinie, les indications en faveur d'une antiquité plus grande de la partie principale des grès de Nubie se multiplient à tel point que la question doit être considérée comme restant ouverte.

Au-dessus de ces grès, on trouve partout le Cénomanien, avec

1. Tate, *On the Age of the Nubian Sandstone* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, p. 404-406); Pomel, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., IV, 1876, p. 524-529. [Dans ces dernières années, la présence de couches marines d'âge carbonifère a été confirmée par de nombreux auteurs, au sud-est de la mer Morte, dans la presqu'île du Sinaï et dans le désert de Galala, entre le Nil et la mer Rouge : Ed. Hull, *The Survey of Western Palestine, Memoir on the Physical Geology and Geography of Arabia Petraea, Palestine, and adjoining Districts*, in-4°, London, 1886, p. 49; G. Schweinfurth, *Sur une récente exploration géol. de l'Ouadi Arabah* (Bull. Inst. Egyptien, 1885, p. 14 et 1887); J. Walther, *Ueber eine Kohlenkalkfauna aus der ägyptisch-arabischen Wüste* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XLII, 1890, p. 419); A. Rothpletz, *Stratigraphisches von der Sinaïhalbinsel* (Neues Jahrb. f. Min., 1893, I, p. 102); E. Schellwien, *Ueber eine angebliche Kohlenkalk-Fauna aus der aegyptisch-arabischen Wüste* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XLVI, 1894, p. 68).

2. L'abbé Raboisson, *Contribution à l'histoire stratigraphique du relief du Sinaï et spécialement de l'âge des porphyres de cette contrée* (C. R. Acad. Sc., XCVI, 1883, p. 282-285).

3. Zittel, *Libysche Wüste*, p. LIX.

les sédiments en majeure partie calcaires qui lui succèdent jusqu'au Nummulitique. Si le grès de Nubie est cénomanien, il y a entre les assises carbonifères de l'ouadi Nasb et cette formation une prodigieuse lacune. S'il est de l'époque du grès rouge d'Europe, la période qui a précédé la transgression n'est pas beaucoup plus courte, et les analogies augmentent, notamment avec la Bohême, où le Cénomanien repose sur le grès rouge permien.

La zone des calcaires crétacés et nummulitiques s'étend du Caire dans la direction de Suez, et constitue les hauteurs qui confinent à la partie nord du golfe et à la partie sud du canal; tel est le Djebel Ataka, dont la falaise, formée de nombreuses assises horizontales, se dresse large et abrupte au-dessus de Suez. Vaillant a montré que cette montagne est coupée par une faille dénivelant les couches d'environ 300 mètres[1]. Je suis entièrement d'accord avec Beyrich

Fig. 71. — Le Djebel Ataka, près de Suez (d'après un croquis de l'auteur).

lorsqu'il admet que ces montagnes doivent leur forme à des lignes de fracture parallèles, et la présence de petits cônes volcaniques vient à l'appui de cette opinion[2].

Comme le grès de Nubie sur lequel elles reposent, les couches crétacées et éocènes coupent en biais la presqu'île du Sinaï et atteignent le désert de Tih. Bauermann y a noté également de nombreuses failles[3].

1. Léon Vaillant, *Note sur la constitution géologique de quelques terrains des environs de Suez* (C. R. Acad. Sc., LIX, 1864, p, 867-868; Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., XXII, 1865, p. 277-286).

2. E. Beyrich, *Ueber geognostische Beobachtungen G. Schweinfurth's* (Sitzungsber. Akad. Berlin, 1882, X, p. 175). Beyrich et Arzruni ont décrit un affleurement de roches éruptives près d'Abou-Zabel, le long du canal d'eau douce (Ibid., p. 177, 185, pl. V). Figari-bey marque sur sa carte géologique nombre de points semblables en Arabie Pétrée; mais ceci demande confirmation. [Les dislocations érythréennes se sont même étendues plus loin encore. D'après les dernières recherches de MM. Walther et Schweinfurth, on trouve des cassures jusqu'au delà du Caire. La partie ouest du Sinaï présente des dislocations orientées N.W.-S.E., comme la mer Rouge et le golfe de Suez (J. Walther, *Ergebnisse einer Forschungsreise auf des Sinaïhalbinsel*, Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XV, 1888, p. 244-255; Schweinfurth, *Ueber die Kreideregion von Gizeh*, Petermanns Mittheil., 1889, p. 1, carte].

3. H. Bauermann, *Note on a geological Reconnaissance made in Arabia Petraea in the Spring of* 1868 (Quart. Journ. Geol. Soc., XXV, 1869, p. 17-39, pl. I). [Voir aussi Ed. Hull, Mém. cité, et J. Walther, *Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel* (Abhandl. mathem.-phys. Classe K. Sächs. Ges. d. Wiss., Leipzig, XIV, n° 10, 1888).]

Les couches s'étendent plus loin en Palestine, formant les monts de la Judée et tout le pays jusqu'à l'éperon du Carmel; puis vient la dépression de Jezréel avec ses épanchements volcaniques; et de l'autre côté les mêmes couches reparaissent dans le Liban. Presque tout ce pays est formé par les calcaires crétacés, les calcaires éocènes n'affleurant que rarement à leur surface, à l'état de buttes isolées.

Les conditions sont un peu différentes à l'est du Jourdain. Au fond de l'ouâdi Garoundel, au sud de Pétra, on trouve un lambeau affaissé de calcaire nummulitique, et dans plusieurs autres localités on observe des calcaires crétacés également affaissés; en même temps, des lambeaux de Crétacé apparaissent sur les hauteurs; des trois cimes du mont Hor, l'une est en porphyre, la seconde, comme on l'a déjà vu, la plus haute, en grès de Nubie, la troisième en calcaire crétacé. Vers le nord, tout le haut pays de Moab et d'Ammon, à l'est de la mer Morte, est formé de ces mêmes calcaires blancs. En dessous, le grès de Nubie se montre au bord de la mer Morte; au sommet, couronnant les hauteurs, viennent des masses noires d'origine volcanique, cônes isolés ou larges coulées. Les calcaires blancs forment plus loin la rive gauche du Jourdain, et disparaissent enfin sous les vastes manteaux de lave du Djaoulan, du Haouran et autres districts volcaniques de l'intérieur, que Wettstein et Doughty ont explorés. —

Lorsqu'on fait le voyage de Jaffa à Jérusalem et à la mer Morte, on s'élève d'abord en Judée à environ 1 000 mètres au-dessus de la mer, pour redescendre d'environ 1 400 mètres jusqu'au bord de la mer Morte, dont le niveau est à 392 mètres au-dessous de la Méditerranée. Mais comme la profondeur du lac est de près de 400 mètres vers la rive orientale, c'est d'environ 1 800 mètres que le terrain s'abaisse en réalité depuis le plateau de Judée jusqu'au fond de ce grand sillon.

Les études de Lartet, l'exploration du seuil crétacé de l'ouadi Arabah, qui forme à 230 ou 240 mètres d'altitude le faîte de partage entre la mer Morte et la mer Rouge, enfin l'absence complète de dépôts tertiaires dans toute l'étendue de cette zone, permettent d'affirmer que jamais la mer n'a pénétré dans cette sorte de fossé si remarquable. La formation de ce sillon est un événement de date relativement récente, sans quoi la mer en eût franchi le seuil.

Tout le pays à l'ouest de la mer Morte est formé de couches horizontales, et, en dépit de l'abaissement de niveau, on ne voit à la surface que des calcaires de la Craie moyenne et supérieure. Mais,

d'après Fraas, il existe sur les deux flancs de cette dorsale, du côté de la Méditerranée comme du côté de la mer Morte, des failles parallèles en gradins, qui abaissent le terrain des hauteurs du plateau jusqu'aux parties déprimées de l'est et de l'ouest[1].

Il n'en est pas de même à l'est. Lartet a montré que de ce côté les roches anciennes s'avancent plus au nord, et que le porphyre affleure encore au sud-est de la mer Morte, tandis que le grès de Nubie reste visible à la partie inférieure des versants, tout le long de la rive orientale, et sur une certaine distance dans la vallée du Jourdain. Un profil transversal quelconque montrera donc des roches plus anciennes à l'est qu'à l'ouest. Lartet en a conclu que, conformément à l'hypothèse énoncée jadis par Hitchcock et par L. de Buch, la mer Morte et la vallée du Jourdain *représentent une faille, dont la lèvre occidentale est affaissée.*

Si l'on compare maintenant les résultats des travaux de Lartet à l'est de la cassure, avec ceux de Fraas à l'ouest, voici ce qui en ressort : l'altitude du large dos de la Judée ne diffère pas beaucoup de celle du pays à l'est de la mer Morte. De part et d'autre, des calcaires crétacés forment la surface du sol. La ligne du Jourdain coïncide avec une fracture ; mais tandis qu'à l'est l'effondrement s'est produit suivant une seule grande faille, il s'est formé à l'ouest plusieurs fentes parallèles, de telle sorte que la région occidentale s'est affaissée non pas en bloc, mais par gradins successifs, et qu'*une fosse dissymétrique* a pris naissance. Le plateau de Judée a gardé sa hauteur et l'affaissement en gradins s'est répété vers la Méditerranée ; mais ici toute trace de lèvre opposée a disparu. Et comme toute la côte de Syrie n'offre pas non plus de vestiges des formations méditerranéennes tertiaires, à l'exception des dépôts littoraux de date toute moderne à *Pectunculus violascens* qu'on observe aux environs de Beyrout et de Jaffa, cet effondrement doit être également regardé comme très récent, aussi récent probablement que l'ouverture de l'Archipel et de la mer Noire[2].

1. Lartet admet seulement un bombement très peu prononcé en Judée ; j'ai suivi les observations détaillées de Fraas (p. 72 et suiv.). [Cette interprétation se trouve confirmée par les recherches de M. Blanckenhorn (*Entstehung und Geschichte des Todten Meeres*, Zeitschr. d. Deutsch. Palaestina-Vereins, XIX, 1896, p. 1-59, carte géol. à 1:500.000. et coupes).]

[2. Les études géologiques de M. Blanckenhorn dans le Nord de la Syrie (*Grundzüge der Geologie und physikalischen Geographie von Nord-Syrien*, in-4°, Berlin, 1891, cartes) ont permis à M. Suess de revenir en 1891 sur cette question. La grande fosse du Jourdain se continue, déviée vers le N.N.E. par la Bekaa ou vallée de Balbek, affaissée à une profondeur de 1 500 à 2 000 mètres entre les horsts du Liban et de l'Antiliban, et prolongée elle-même par la petite Bekaa ou vallée de l'Ouadi Chalid, cassure longi-

Nous verrons bientôt que d'autres faits viennent à l'appui de cette conclusion.

Mais revenons à la mer Morte.

Une faille simple peut former à la surface du sol un gradin, mais non une vallée ; ce gradin peut être évidé en vallée par l'érosion, mais alors cette vallée aura une pente déterminée par l'écoulement des eaux, et son niveau ne descendra jamais au-dessous de celui de la mer. Une vallée dont le fond descend à 800 mètres au-dessous de la mer, pour remonter un peu plus loin à 230 mètres d'altitude positive, puis redescendre encore sous le niveau de la mer, ne peut être ni le produit d'une faille unique, ni celui d'une faille accompagnée d'érosion. Il faut que des bandes de terrain se soient affaissées suivant des cassures parallèles, sur une grande longueur et à une profondeur inégale. On retrouve ici ces variations dans l'amplitude du rejet que révèlent les failles des hauts plateaux de l'Utah et les grandes cassures des Alpes Méridionales. C'est ainsi seulement que de larges dépressions, comme l'ouadi Arabah et l'ouadi Akabah, ont pu se former[1], et l'inégal affaissement des diverses parties peut s'expliquer par la compression qu'elles ont subie[2].

tudinale du massif basaltique de Homs, puis par la fosse d'El Ghâb (vallée de l'Oronte en aval d'Épiphanie), ouverte entre le Djebel el Ala et le Djebel Ansarieh, lequel prolonge la lèvre occidentale de la petite Bekaa. « Vers Djir ech Cheikh (35°50′ de lat.), les failles de cette longue ligne de dislocation se réunissent, le Djebel Ansarieh plonge sous les couches horizontales du deuxième étage méditerranéen, et la fracture disparait. » Mais une fosse latérale, le Roudj, qui comprend trois petits bassins fermés, s'allonge vers le N. N. E., et l'on trouve encore une fois une cassure longitudinale, qui s'en détache dans la directiou nord. Ainsi, les dernières traces de la grande dislocation du Jourdain vont finir en s'émiettant pour ainsi dire au contact des plis extérieurs du Taurus et de l'Eurasie (*Die Brüche des östlichen Afrika*, Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LVIII, 1891, p. 571-574; voir aussi M. Blanckenhorn, *Die Strukturlinien Syriens und des Roten Meeres*, Richthofen-Festschrift, gr. in-8°, Berlin, 1893, p. 115-180, carte; C. Diener, *Libanon. Grundlinien der Physischen Geographie und Geologie von Mittel-Syrien*, in-8°, Wien, 1886, carte schématique de la p. 395).]

[1. Les recherches récentes d'Ed. Hull ont confirmé cette manière de voir. La faille principale jalonne le bord oriental de la fosse, non seulement dans la partie nord, jusqu'à la mer Morte, mais aussi dans la partie sud, et là encore, on observe des cassures latérales (*Memoir on the Physical Geology and Geography of Arabia Petræa, Palestine and adjoining Districts, with special Reference to the mode of formation of the Jordan-Arabah Depression and the Dead Sea*, in-4°, London, 1886, cartes).

2. Voici ce qu'on peut dire encore au sujet de la date de l'effondrement et du mode de formation de la mer Morte. Jusqu'à environ 100 mètres de hauteur — donc 292 mètres au-dessous de la Méditerranée — la mer Morte est entourée d'alluvions très modernes que Lartet appelle *dépôts de Liçan*. Elles sont horizontales, disposées en bancs minces et contiennent du gypse, mais sont dépourvues de restes organiques et de roches éruptives, bien que le versant oriental ait été le théâtre d'éruptions basaltiques. Lartet en conclut que l'effondrement est antérieur à ces éruptions, et distingue des laves anciennes, qui s'étalent en nappes sur les plateaux, et des laves plus récentes, dont les coulées reposent dans des vallées d'érosion modernes. S'il est vrai que l'exploration de la côte orien-

La mer Rouge, elle aussi, est une fosse d'effondrement[1], sans doute la plus vaste de la terre. C'est ce qu'indiquent le parallélisme des rivages, la ressemblance des côtes qui se font face, enfin les phénomènes volcaniques que l'on observe dans le sud. Souvent déjà on s'est servi de ce terme d' « effondrement » pour définir l'origine de ce bassin, de la partie sud en particulier. C'est Fraas qui a trouvé le mot le plus juste : « De même que les Vosges et la Forêt-Noire, séparées par la large vallée du Rhin, n'en portent pas moins la trace d'une origine commune, ainsi se présentent les montagnes cristallines à l'est et à l'ouest de la mer Rouge... De même qu'à l'ouest des Vosges et à l'est de la Forêt-Noire, le Trias et le Jurassique s'appuient sur le vieux massif cristallin, ainsi font le Crétacé supérieur et le Tertiaire inférieur à l'est du Sinaï et à l'ouest des montagnes du Nil[2]. »

Considérons en effet la vallée du Rhin près de Strasbourg. Les plateaux stratifiés du champ d'affaissement de l'Allemagne du Sud et ceux du bassin de Paris, qui jadis se réunissaient par-dessus la Forêt-Noire et les Vosges, se sont affaissés ; les horsts sont restés en saillie, mais ont été coupés en deux par la grande fosse du Rhin, déterminée par des failles rectilignes. Ces phénomènes ont-ils été simultanés ? Ou dans quel ordre se sont produits l'affaissement des plateaux latéraux et l'effondrement de la vallée médiane ? Nous l'ignorons ; mais c'est bien de la même manière que le massif ancien des bords de la mer Rouge se dresse en horst au milieu du grès de Nubie et des plateaux crétacés et éocènes, et que la grande fosse érythréenne le tranche par le milieu. —

Quelques indications donnent à penser que le grand ouadi Sirhan, et surtout sa partie méridionale, le Djouf, dans le Nord de l'Arabie, représente également une vallée d'affaissement ; Blunt a déjà comparé cette région à la mer Morte[3]. Les roches volca-

tale soit assez avancée pour qu'on puisse affirmer l'absence de basaltes dans les dépôts de Liçan, — ce dont je ne puis juger, — l'horizontalité de ces dépôts prouverait également que toutes les éruptions récentes n'ont été suivies d'aucun changement important le long de la faille principale. On sait que les ébranlements ont duré jusqu'aux temps modernes ; l'histoire fait mention de plusieurs éruptions sur les bords de la mer Rouge. [Sur l'histoire de la mer Morte, ses fluctuations et ses dépôts, voir Hull, Mém. cité ; I. C. Russell, *The Jordan-Arabah Depression and the Dead Sea* (Geol. Mag., Dec. 3, V, 1888, p. 337-344 et 387-395) ; et surtout M. Blanckenhorn, *Entstehung und Geschichte des Todten Meeres.*]

[1. Les sondages exécutés par la *Pola* en 1895 et 1896 ont montré que le golfe d'Akabah, à l'entrée duquel se trouve un banc sous-marin de 128 m., présente, par 28°39' de lat. N. et 32°20' de long. E. (de Paris), une fosse de 1 280 m. de profondeur (Geogr. Journal, VIII, 1896, p. 180 ; Annales de Géogr., 15 oct. 1896, p. 533).]

2. Fraas, *Aus dem Orient*, p. 33.

3. Wilf. Scawen Blunt, *Notes on the physical Geography of Northern Arabia*, dans

niques du Haouran, à l'ouest de l'ouadi Sirhan, s'étendent dans le sud sur une distance inconnue; à l'est, le 31e parallèle semble en marquer la fin. Au delà vient une vaste zone de grès, où les tranches des couches se dressent en gradins successifs, comme dans le Sahara; ce grès forme à lui seul la hamada pierreuse qui va jusqu'à l'Euphrate. La partie culminante, haute d'environ 2 500 pieds [760 m.], confine à la bordure orientale du Djouf, et se termine en falaise au-dessus de cette plaine, située à 600 pieds [180 m.] plus bas. Sur ce plateau de grès on trouve un désert de sable, le grand Nefoud, aux contours nettement circonscrits, d'où émergent des croupes de grès remarquables par la teinte noire de leur surface, comme en Afrique celles du Tasili. Les croupes de grès se succèdent également au sud de ce désert de sable, jusqu'au Djebel Aya à l'ouest de Haïl et au Djebel Chammar, où le soubassement granitique apparaît. La roche dominante est un granite rouge, et ces chaînons sont probablement la suite des montagnes du Sinaï.

Cette description de Blunt confirme donc l'hypothèse que, de même que la Syrie, au nord, et le pays d'Oman et le littoral du sud, tout l'intérieur de l'Arabie possède une structure analogue à celle de l'Égypte et du grand désert de l'Afrique du Nord.

Ainsi, dans tout le désert qui va de l'Atlantique au golfe de Gabès, puis dans le sud, chez les Touareg, jusqu'au delà de l'Aïr, et plus loin encore, au sud du Kaouar, jusqu'au Borkou, au Dar-For, et dans le pays Somal; au nord enfin, dans toute l'Égypte, en Syrie, dans toute l'Arabie jusqu'à l'Euphrate —, nous observons une grande région naturelle de la surface terrestre, dont toutes les parties sont caractérisées par un ensemble de traits communs. Dans cette vaste région, les couches horizontales dominent; en fait de dislocations on ne voit guère que des accidents résultant d'affaissements, notamment de grandes fosses longitudinales, accompagnées parfois d'étirements sur les bords. Par contre il n'y a aucune trace de poussée latérale ou de plissement, du moins à en juger d'après nos connaissances actuelles. Il y manque, de

Lady Anne Blunt, *A Pilgrimage to Nejd*, in-8°, 1881, II, p. 235-248. La description de l'Arabie occidentale que Doughty vient de publier fait supposer que la granite de Haïl s'étend au sud-ouest jusqu'à la Mecque, et elle fait ressortir pour la première fois la grande importance du district volcanique de Harra (*Travels in North-Western Arabia and Nejd*, Proced. R. Geogr. Soc., new ser., VI, 1884, p. 382-399, carte).

[1. Et des couches jurassiques et néocomiennes récemment découvertes dans le pays Somali (ci-dessus, p. 468, note 3), ainsi qu'au pied du Mont Hermon, en Syrie (F. Noetling, *Der Jura am Hermon*, in-4°, 6 pl., carte, Stuttgart, 1887).]

même, à l'exception peut-être du calcaire d'Antalo en Abyssinie, toute la série des terrains compris entre la fin de l'ère paléozoïque et l'étage cénomanien; et si l'on peut objecter que ces grands espaces sont encore trop peu explorés pour que des résultats négatifs aient beaucoup de poids, il est bon de rappeler que dans le Sahara central, en Égypte et en Palestine, la transgression du Cénomanien, s'appuyant directement sur des roches paléozoïques ou même plus anciennes, a été mise hors de doute sur de longs parcours.

Le grand plateau désertique s'étend donc de l'Atlantique jusqu'à l'Euphrate et au golfe Persique, et, par l'ordre de succession des couches comme par leur allure, il ressemble à la plate-forme Russe.

Suez et le Nil. — La fosse érythréenne est comblée au nord par une langue étroite et basse d'alluvions modernes : c'est l'isthme de Suez. En dépit de cette origine et de sa hauteur insignifiante, il n'en sépare pas moins deux faunes marines très différentes l'une de l'autre.

La faune de l'Océan Indien entre dans la mer Rouge par le détroit de Bab-el-Mandeb, peuple le golfe d'Akabah de beaucoup d'espèces typiques, est représentée aussi à Suez, et pénètre même en amont de Suez dans une série de bassins fermés, les lacs Amers, que le canal traverse aujourd'hui. Les bords de la mer Rouge portent en beaucoup d'endroits, au sud et au nord, les traces d'anciens rivages. Le niveau de cette mer, après la formation du grand fossé, a dû être d'abord plus élevé, et s'abaisser ensuite. Les traces qu'elle a laissées sont généralement des bancs horizontaux de coquilles modernes ou des formations coralligènes émergées; on en trouve à Suez même.

La faune lusitanienne des côtes de l'Atlantique forme, on l'a vu plus haut, la partie caractéristique de la faune méditerranéenne; mais elle se grossit de nombreuses espèces celtiques et de quelques survivants de la faune boréale, de la faune arctique et de celle des Indes occidentales. Elle atteint de la sorte, plus ou moins appauvrie il est vrai, le cordon littoral qui borne à l'est le delta du Nil, et, avant la création du canal, quelques-unes des espèces qui la constituent vivaient déjà dans les lagunes intérieures, notamment dans le grand lac Menzaleh.

Cette limite, si importante pour la faune, est si peu marquée dans le relief du sol que le seuil le plus élevé de l'isthme, celui

d'El-Guisr, n'a que 18 mètres de hauteur. A Ismaïlia, vers le milieu de l'isthme, le canal d'eau douce qui apporte à Suez l'eau du Nil et suit en partie le tracé de l'ancien canal des Pharaons est à 6^{m},7 au-dessus du niveau des deux mers. Avant même que le canal de navigation les eût réunies, on voyait dans l'intérieur des terres le niveau des puits monter et descendre avec la marée, et de même que le Rhin et le Danube communiquent par une même nappe souterraine, il n'est pas impossible qu'une nappe d'eau saumâtre ait fait communiquer de tout temps la mer Rouge et la Méditerranée.

La longueur totale du canal est de 160 kilomètres; mais si l'on en déduit les lagunes et les anciens bras de mer qui, au nord comme au sud, pénètrent jusque dans l'intérieur du pays, la largeur de l'isthme séparatif se réduit à moins de 30 kilomètres, et même à 15 ou 20, si l'on tient compte des cordons de coquilles décolorées qui apparaissent çà et là au bas des pentes.

Le canal coupe le long et étroit cordon littoral près de Port-Saïd, et entre dans le lac Menzaleh, laissant à l'est les branches tanitique et pélusiaque (ou bubastique) du Nil. Tout le marais qui s'étend à l'est jusque vers les ruines de Péluse est en voie d'atterrissement rapide. Vers le kilomètre 37, le canal coupe l'ancien bras de Péluse; puis il traverse un seuil étroit à Kantara et atteint le lac Ballah, dernière lagune méditerranéenne, qui s'étend au sud d'El Ferdane jusqu'au kilomètre 66. C'est là seulement que nous quittons la zone méditerranéenne.

On croise alors le seuil d'El-Guisr et l'on arrive au lac Timsah (« lac du Crocodile »), qu'on traverse du kilomètre 76 au kilomètre 80. Au bord du lac s'élève la jeune ville d'Ismaïlia, à l'ouest de laquelle on rencontre le canal d'eau douce à Seba Byar (les « Sept Fontaines »). Ce point marque le débouché de la vallée de Gessen, et comme on le verra bientôt, l'ancien cours d'un bras du Nil qui coulait jadis vers le lac Timsah.

La plaine à l'est et au sud-est du Timsah se termine sur le lac par une falaise précédée de quelques petites buttes rocheuses en forme de tables : tels sont le plateau des Hyènes à l'est, celui de Toussoum au kilomètre 85, et, au voisinage, l'endroit appelé Cheikh Ennedek.

A l'ouest de Toussoum on voit un groupe de dunes orientées S.S.W., et au kilomètre 90 on atteint le Serapeum. Un peu plus au sud, vers les kilomètres 94-95, commencent les deux grands bassins des lacs Amers qui étaient presque à sec avant l'ouver-

ture du canal. Ils s'étendent jusqu'au kilomètre 138, et toute cette région, à partir du Serapeum, appartient à la zone érythréenne. On traverse alors le seuil de Chalouf, et par un étroit sillon, dans lequel passe l'ancien canal des Pharaons, on gagne près du kilomètre 150 la lagune de Suez, et au kilomètre 160 la mer Rouge.

C'est seulement dans cette partie sud qu'on voit, du côté de l'ouest, se rapprocher de véritables montagnes : ce sont le Djebel Genef, dans le prolongement duquel se trouve le seuil de Chalouf, puis le Djebel Auebet et la longue croupe du Djebel Ataka, dont la large et abrupte falaise atteint la mer Rouge au sud de Suez (fig. 71).

Ni la structure très apparente de ces montagnes, ni celle du bas pays, n'offrent trace de bombement ou de redressement des couches. On observe, il est vrai, des failles dans les montagnes; quant aux sédiments marins de la plaine, on dirait qu'ils sont émergés d'hier.

En 1869, le khédive Ismaïl me fournit l'occasion précieuse d'apprendre à connaître les parties les plus intéressantes du canal. Mes observations locales d'alors n'ont pu être coordonnées que grâce aux excellents travaux qui ont été publiés depuis sur la géologie de l'isthme, et au premier rang desquels il faut citer ceux de Laurent[1], de Lesseps[2] et Th. Fuchs[3]. Mais je gardai l'impression profonde d'une région où des bancs d'une horizontalité presque parfaite dessinent, depuis des temps très anciens, la succession des formations marines, et où l'on observe deux séries dans les sédiments horizontaux : une série ancienne, dont les couches *se recouvrent* normalement les unes les autres, si bien que les bancs sont d'autant plus récents qu'on s'élève plus haut dans ces montagnes, et que les derniers couronnent le sommet des plateaux; puis une seconde série plus moderne, dont les couches *s'appuient* les unes aux autres, en formant des gradins d'autant plus bas qu'elles sont moins anciennes, de telle sorte que les plus jeunes finissent par être au niveau de la mer, qui correspond en même temps au niveau des couches les plus anciennes de la première série. Évidemment, la série des couches adossées les unes aux autres s'est déposée

1. Ch. Laurent, *Essai géologique sur les terrains qui composent l'isthme de Suez* (extrait de l'Annuaire pour 1870 de la Soc. des anc. élèves de l'École des Arts et Métiers, in-8°, Saint-Nicolas-du-Port, 143 p., pl.).

2. F. de Lesseps, *Communication sur les lacs amers de l'isthme de Suez* (C. R. Acad. Sc., LXXVIII, 1874, p. 1740-1748); *Deuxième note* (Ibid., LXXXII, 1876, p. 1133-1137).

3. Th. Fuchs, *Die geologische Beschaffenheit der Landenge von Suez* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XXXVIII, Abth. 2, 1877, p. 25-42, pl.).

à une époque d'abaissement, et à ce qu'il semble d'abaissement périodique, des lignes de rivage ; quant à la série ascendante, elle ne peut fournir à ce sujet de données certaines, mais il est clair qu'elle a dû se terminer dès qu'au cours d'une baisse des rivages la mer a mis à découvert les sédiments déposés dans ses eaux. Enfin, la formation de la seconde série suppose une dislocation préalable des sédiments antérieurs, et, comme conséquence, la formation de nouvelles pentes sous-marines. —

Le long du canal on distingue assez facilement, disions-nous, les trois régions suivantes : la *région méditerranéenne*, qui va du lac Menzaleh à la pointe sud de la lagune Ballah, du kilomètre 0 au kilomètre 66 ; la *région médiane ou neutre*, du kilomètre 66 au kilomètre 95, comprenant le lac Timsah ; et la *région érythréenne*, allant du kilomètre 95 au kilomètre 160,

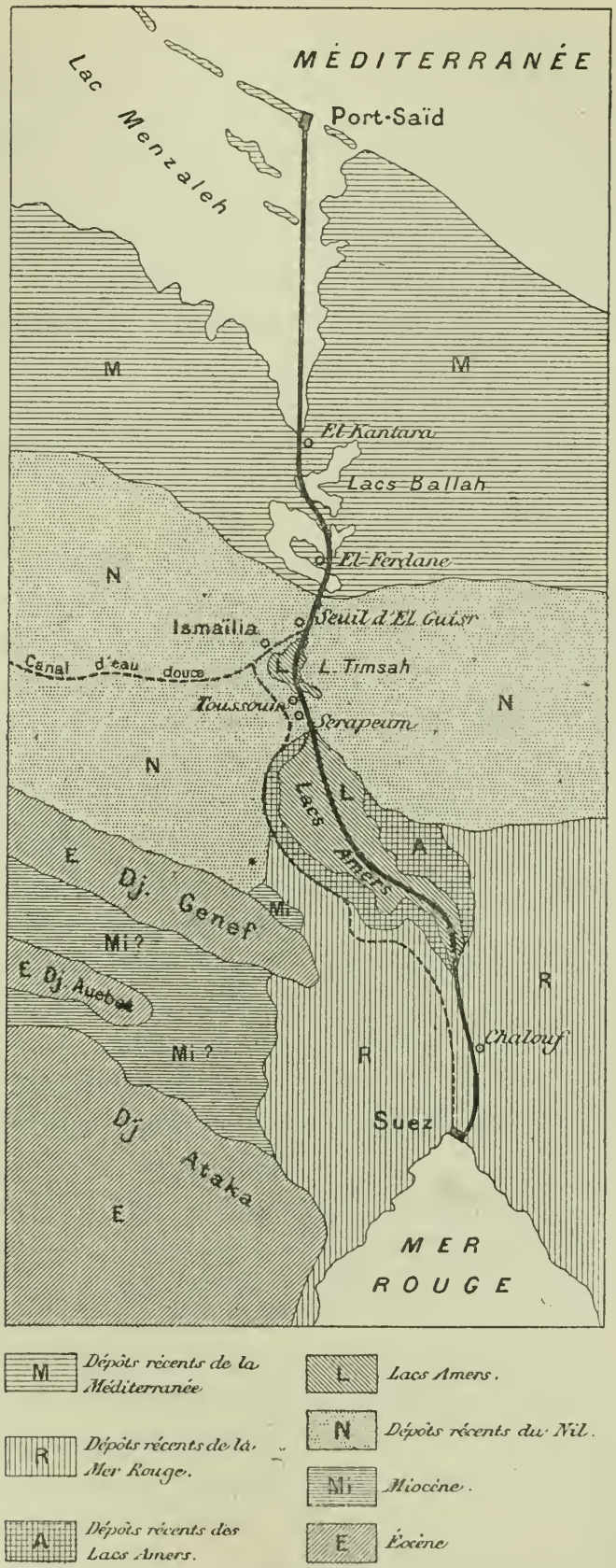


FIG. 72. — Carte géologique de l'Isthme de Suez, d'après Th. Fuchs (*Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien*, XXXVIII, 2. Abth., 1877, Taf. III). — Échelle de 1 : 1.250.000.

c'est-à-dire d'un point au sud du Serapeum, par les lacs Amers et la lagune de Suez, jusqu'à la mer Rouge. Mais si l'on tient compte, avec Laurent, des cordons de coquilles étagés sur les pentes, la zone méditerranéenne atteint le kilomètre 68, la zone neutre du lac Timsah ne dépasse pas le kilomètre 83, et tout le reste appartient à la région érythréenne. N'oublions pas, en outre, que la vallée de Gessen et le canal d'eau douce dérivé du Nil rejoignent la ligne du grand canal dans la zone neutre, près du lac Timsah.

En somme, le pays se compose des éléments suivants : les montagnes du sud-ouest, avec les restes peu apparents du deuxième étage méditerranéen ; les formations érythréennes ; les formations modernes de la Méditerranée ; les dépôts du Nil ; enfin les dunes et les cordons littoraux.

Les montagnes, le puissant Ataka près de Suez, l'Auebet et le Genef, représentent une partie de la grande zone calcaire qui passe ensuite dans la péninsule du Sinaï et en Judée.

Le Crétacé moyen est le terrain le plus ancien dont on y constate la présence ; d'après les fossiles décrits par Beyrich comme provenant de l'Auebet, la série se poursuivrait ici jusqu'à l'Oligocène.

Il a été question plus haut (p. 415) du deuxième étage méditerranéen, et l'on a fait remarquer qu'il s'avance au sud de l'Ataka jusqu'à la région actuelle de la mer Rouge. Cependant il ne s'est pas produit alors de mélange appréciable des faunes méditerranéenne et érythréenne. Il n'est donc guère possible que, de ce côté, la fosse érythréenne ait existé dans sa forme actuelle à l'époque du deuxième étage méditerranéen. Beyrich avance même l'hypothèse que les couches miocènes auraient été morcelées par des failles parallèles en même temps que les massifs montagneux : en d'autres termes, elles ne se seraient pas déposées dans les vallées où on les trouve aujourd'hui, mais seraient antérieures à ces vallées. Elles feraient donc encore partie de la série des couches superposées, et non de celles qui s'appuient les unes contre les autres. Ce point mériterait d'être l'objet de nouvelles recherches.

Ce sont les formations modernes de l'isthme qui offrent le plus d'intérêt. Il est clair qu'un relèvement du rivage de 18 à 20 mètres amènerait la submersion de l'isthme, et qu'il aurait même suffi jadis d'une différence moindre pour aboutir à ce résultat, puisqu'une bonne partie des ondulations actuelles du sol est formée de sable apporté par le vent.

Un premier fait, bien curieux, a été signalé d'abord par Beyrich, puis confirmé par Th. Fuchs : c'est la parenté de la faune, assez

pauvre en espèces, il est vrai, des dépôts sableux de la région des Pyramides de Gizeh avec celle de la mer Rouge. Ces dépôts sableux forment la falaise qui limite le désert vers la vallée du Nil. Le Sphinx est découpé dans leurs couches durcies. Zittel leur attribue 64 mètres de hauteur au-dessus de la mer, et c'est précisément à cette altitude que s'arrête une zone de trous de pholades que Schweinfurth a suivie sur les pentes du Mokattam, en amont du Caire, et qu'il a reconnue comme datant de la même époque[1]. On trouve dans ce sable des coquilles d'*Ostrea Forskali* et de *Pecten erythraeus*, espèces qui vivent dans la mer Rouge.

Ainsi, un lambeau de type érythréen, ou qui comprend tout au moins plusieurs espèces caractéristiques de la mer Rouge, empiète sur la région de la Méditerranée actuelle.

Passons à l'isthme.

Th. Fuchs distingue autour des lacs Amers une zone basse, ondulée, de formation récente, ne dépassant pas 8 mètres au-dessus de la mer, et, plus en arrière, une zone de terrasses avec des falaises concentriques. Le point le plus élevé visité par Fuchs était à environ 14 mètres d'altitude; mais dans l'est d'autres gradins pouvaient atteindre une hauteur double. La plupart des mollusques recueillis proviennent du plateau de Kabret, situé à environ 8 mètres au-dessus du désert environnant, et à 5 kilomètres à l'est du lac, sur la première terrasse. Ce sont des espèces érythréennes, et aussi quelques formes étrangères à la mer Rouge, entre autres *Ostrea pseudocrassissima*, absolument semblable à la forme bien connue des couches méditerranéennes tertiaires; deux *Pecten* aujourd'hui disparus; enfin des coquilles d'eau douce vivant actuellement dans le Haut-Nil, telles que *Etheria semilunata* et *Spatha nilotica*, sur lesquelles nous aurons à revenir plus tard.

On trouve donc, à une faible hauteur au-dessus des lacs Amers, la faune érythréenne associée à quelques espèces éteintes, dont une tout au moins est nettement méditerranéene, et en même temps apparaissent des coquilles du Nil.

Tournons maintenant nos regards vers les rives de la mer Rouge.

De nouvelles observations de Hull nous signalent près de Suez l'existence de traces d'anciens rivages à près de 200 pieds [60 m.] au-dessus du niveau actuel de la mer[2] : ceci concorde

1. G. Schweinfurth, *Ueber die geologische Gliederung des Mokattam bei Cairo* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XXXV, 1883, p. 716 et suiv.).

[2. Sur les récifs émergés du golfe de Suez, voir Walther, Mém. cité, p. 484-494, pl. VIII.]

assez bien avec la hauteur de la zone des pholades près du Caire.

On a des données beaucoup plus complètes sur les bancs de coquilles de date plus récente, et qui par suite sont situés plus bas, aux environs de Suez.

Issel s'est donné pour tâche d'en examiner les débris fossiles et de les comparer à la faune actuelle[1]. Bien que ces bancs soient absolument horizontaux, et à quelques mètres seulement au-dessus de la mer, bien que les bivalves aient gardé en général leur position naturelle, et certaines espèces jusqu'à leur couleur primitive, cette faune diffère cependant dans une certaine mesure de la faune qui vit aujourd'hui dans le golfe de Suez. Sur 232 espèces rencontrées dans ces dépôts, il y a 18 genres et 105 espèces que l'on ne connaît pas à l'état vivant dans le golfe de Suez ou dans celui d'Akabah. Par contre, 11 sont nettement méditerranéennes; d'autres se retrouveront sans doute dans des parties plus éloignées de la mer Rouge.

Sans entrer dans les détails de cette comparaison, bornons-nous à constater le fait que, même à ce niveau, à peine supérieur à la ligne actuelle des rivages, des espèces méditerranéennes ont pu se mêler à la faune érythréenne, près de Suez. Hâtons-nous de dire qu'on trouve aujourd'hui à Suez, associées aux types érythréens, un grand nombre d'espèces qui sont évidemment des formes représentatives d'espèces méditerranéennes, dont elles ne diffèrent souvent que par des traits insignifiants. Dans ces conditions, je n'hésite pas à considérer, avec Issel, ces espèces représentatives comme des types modifiés. Ce sont des espèces récentes, créées par isolement. Aujourd'hui un nouveau mélange des deux faunes, rendu possible par l'ouverture du canal, s'accomplit lentement, comme l'a montré Keller, et n'affecte guère que les formes littorales[2].

Un grand nombre de faits conduisent à penser que l'abaissement de la ligne de rivages n'a pas été continu, mais qu'il s'est produit par saccades; c'est ce que nous chercherons à démontrer plus loin. On a cru trouver dans l'histoire, notamment dans les récits relatifs au passage de la mer Rouge par les Israélites et à la mort du Pharaon Ptah Men, la preuve qu'à cette époque les lacs Amers communiquaient avec la mer Rouge, qui les aurait encore remplis;

1. Ant. Issel, *Malacologia del Mar Rosso*, in-8°, Pisa, 1869, p. 17, et *Catalogo delle Conchiglie fossile raccolte sulle spiagge emerse del Mar Rosso*, p. 245-303.

2. Keller, *Die Fauna im Suez-Kanal und die Diffusion der mediterranen und erythräischen Thierwelt* (Neue Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., XXVIII, 1883, 39 p., 2 pl.). [Steindachner vient d'observer l'immigration de poissons méditerranéens à Suez (Sitzungsberichte k. Akad. Wiss. Wien, 1896).]

mais de nouvelles vues ont été émises sur le tracé du passage, et je n'ose me prononcer sur ce point.

De Lesseps a réuni les textes d'Hérodote, de Diodore, de Pline et de Strabon qui sont relatifs à l'ancien canal d'eau douce. Le fait important pour nous est que, comme le montre la description d'Hérodote [1], le niveau du Nil au temps de Nécho était exactement le même qu'aujourd'hui : en effet, la ligne de l'ancien canal d'eau douce est suivie encore en grande partie par le canal actuel. Strabon raconte que les lacs Amers ont été dessalés par le canal d'eau douce; et peut-être est-ce là la raison d'un fait cité par Renaud : d'après les sondages exécutés au fond des lacs Amers, la couche de sel, dont l'épaisseur atteint parfois $7^m,50$, semble reposer sur du limon du Nil [2].

Diodore rapporte que Ptolémée II avait installé des écluses pour ouvrir et fermer le canal ; c'est pourquoi la partie du canal débouchant dans la mer près d'Arsinoé (Suez) aurait été appelée *fleuve ptolémaïque*. De Lesseps croit qu'en raison de la faible section du canal, on craignait l'invasion du flot de la mer Rouge, et qu'il ne s'agissait ainsi que d'une écluse à marée. Il observe d'autre part que près du seuil de Chalouf l'ancien et le nouveau canal d'eau douce se confondent, et que ce dernier débouche aujourd'hui dans la mer Rouge par une écluse de 3 mètres de chute. Ainsi, lorsqu'il y a onze siècles, le khalife Omar reconstruisit le canal, le niveau moyen de la mer Rouge aurait été de 3 mètres plus élevé qu'aujourd'hui [3].

Suivant quelques observateurs, parmi lesquels Th. Fuchs, des coquilles d'eau douce, telles qu'*Etheria* et *Spatha*, vivant aujourd'hui dans le Haut-Nil, se seraient déjà trouvées dans la région qui nous occupe à l'époque où la faune de la mer Rouge habitait les lacs Amers, à 7 ou 8 mètres au-dessus du niveau actuel des

1. Hérodote, *Euterpe*, II, ch. CLVII et suiv.

2. Renaud, *Note sur la constitution géologique de l'isthme de Suez* (C. R. Acad. Sc., XLII, 1856, p. 1163-1167).

3. De Lesseps (C. R. Acad. Sc., LXXVIII, 1874, p. 1743) ; Laurent, *Essai*, p. 63. Il est nécessaire de dire quelques mots du seuil de Chalouf, qui sépare les lacs Amers de la lagune de Suez et de la mer Rouge. Laurent et De Lesseps ont cru y voir un éperon du Djebel Genef ; ni moi ni Th. Fuchs n'avons rien trouvé de semblable. J'ai eu l'occasion, en 1869, d'opérer un petit sondage dans cette partie de la berge du canal ; il est vrai que le canal communiquait déjà avec la mer, et je n'ai pas vu la partie profonde du profil tracé par Laurent. Je rencontrai de l'argile bleue gypseuse, et, au-dessus, un banc dur, jaune brun, incliné vers le nord, se terminant en biseau vers le sommet et composé principalement de gypse caverneux ; il semblait que ce fût l'arête d'un dépôt de gypse plus important, affectant la forme d'une cuvette, et à sa surface on voyait des trous à environ $1^m,50$ au-dessus de la mer; en dessus venaient de nouveau de l'argile bleue et du gypse.

eaux marines. Cependant, ainsi que Vaillant l'a montré le premier, on trouve dans la zone érythréenne au-dessus des formations marines modernes, des bancs très réguliers, pétris d'*Etheria*, par exemple au seuil de Chalouf, au Serapeum et en plusieurs autres points au sud du lac Timsah; comme l'a remarqué Issel, il est absolument invraisemblable que ces bancs aient été formés sous l'action du seul canal d'eau douce. Mais il ne faut pas oublier que dans la vallée de Gessen et jusqu'aux Sept-Fontaines, le canal a suivi sans aucun doute le tracé d'un ancien bras du Nil; et il ressort des observations recueillies au début de ce siècle par les membres de l'expédition française d'Égypte qu'en 1800, avant la construction du canal d'eau douce, une crue extraordinaire du Nil, en suivant la même direction, a atteint les Sept-Fontaines, près d'Ismaïlia. Les eaux du fleuve baignèrent même la colline de Cheikh Ennedek, au sud du lac Timsah, mais s'écoulèrent dans la direction du nord, vers le lac Ballah et la Méditerranée[1].

Ainsi le lac Timsah, situé au centre de l'isthme, fait partie aujourd'hui encore de la zone naturelle d'inondation du Nil.

Résumons maintenant ces observations isolées. D'abord, toutes les formations marines récentes de l'isthme sont horizontales; toute cette langue de terre semble s'être formée par des atterrissements, et le Nil, du moins à partir d'une certaine époque, y a pris part. Ensuite, il est certain que la ligne des rivages de la mer Rouge, lorsqu'elle était à un niveau supérieur à l'altitude de 60 mètres, s'est étendue jusqu'au delà de la vallée du Nil : alors se sont formées les couches de Ghizeh, qui renferment le *Pecten erythraeus* et l'*Ostrea Forskali* de la mer Rouge. De plus, la faune caractéristique de la mer Rouge apparaît encore à 8 mètres d'altitude aux lacs Amers, mais associée à quelques espèces de type méditerranéen et à des coquilles du Nil; et des espèces méditerranéennes se trouvent encore à une altitude insignifiante au milieu des coquilles érythréennes, dans les bancs laissés à découvert près de Suez. Enfin la faune actuelle du golfe de Suez comprend des espèces représentatives de toute une série de mollusques méditerranéens. — Ainsi, à une époque où le rivage de la mer Rouge était à un niveau plus élevé, celle-ci a empiété sur le domaine de la Méditerranée ; plus tard a eu lieu un mélange temporaire des deux faunes, qui se sont de nouveau séparées par suite de l'abais-

1. Les observations très précieuses de la grande mission scientifique qui a accompagné Bonaparte en Égypte ont malheureusement pour point de départ un nivellement tout à fait erroné.

sement de la ligne de rivage. Mais l'isolement d'individus d'origine méditerranéenne a fait naître des espèces représentatives près de Suez.

Il est possible, probable même, que les derniers déplacements de la ligne des rivages aient eu lieu dans les temps historiques; nous aurons à nous occuper dans un chapitre ultérieur des nombreux témoignages qui démontrent la réalité de mouvements semblables, survenus dans la Méditerranée au cours des vingt derniers siècles. Ce qui est certain, c'est que le Nil envoyait par la vallée de Gessen un bras vers les Sept-Fontaines, à l'époque où la mer Rouge était encore à 6 ou 8 mètres au-dessus de son niveau actuel, et dépassait les lacs Amers. Il est non moins certain que *la ligne des rivages a baissé depuis, tandis que le niveau du Nil est resté à peu près stationnaire*. Or la pente du Nil inférieur est extrêmement faible; Fraas l'évalue à 11 centimètres par kilomètre entre Assouan et le Caire, et à 4 centimètres en aval du Caire, soit 1 : 9 090 et 1 : 25 000. Dans ces conditions, le fleuve devrait être très sensible au moindre changement de niveau du sol. Il y a eu, il est vrai, dépôt d'alluvions; mais je partage entièrement le scepticisme de Fraas au sujet de toutes les tentatives faites pour tirer une conclusion chronologique de l'épaisseur fort variable de ces dépôts [1].

De même que l'horizontalité de toutes les formations marines récentes qui constituent l'isthme nous révèle que leur émersion est due non à des causes locales, mais à des phénomènes d'une très grande extension, de même il résulte donc de l'allure et du passé historique du Nil qu'un exhaussement local n'a pu se produire ici à une époque récente. La plupart des observateurs l'ont compris; Laurent, Vassel, Th. Fuchs ont émis l'opinion que c'est l'eau douce du Nil qui a opéré la séparation des deux faunes marines. Vassel et Fuchs regardent l'isthme tout entier comme un atterrissement d'origine récente [2]. « Doit-on admettre, se demande Laurent, un soulèvement lent qui, dans les temps modernes, aurait relevé le banc de roche du Chalouf à 2 mètres au-dessus du niveau actuel de la mer Rouge, ou faut-il supposer la retraite simultanée des deux mers [3]? » J'estime que l'état stationnaire du Nil ne permet que la dernière hypothèse.

1. Fraas, *Aus dem Orient*, p. 212.

2. Th. Fuchs, *Ueber die geologische Beschaffenheit der Landenge von Suez und des Amur-Liman im Nord-Japanesischen Meere* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1881, p. 178-181). L'ancienne théorie du soulèvement a été émise par Ferret et Galinier, *Note sur le soulèvement des côtes de la mer Rouge et l'ancien canal des Rois*, in-8°, Paris, 1847 (extrait du *Voyage en Abyssinie*).

3. Laurent, *Essai géologique, etc.*, p. 17.

D'ailleurs, il ne s'agit ici que du cours inférieur du fleuve. D'après Leith Adams, c'est à Selsileh, par conséquent encore en aval des cataractes, que l'on voit apparaître à une assez grande hauteur au-dessus du fleuve des coquilles fluviatiles et d'anciennes terrasses; en amont ces traces deviennent fréquentes, et leur hauteur paraît atteindre 100 à 120 pieds [30-36 m.][1]. Ceci ne met toutefois en évidence que les progrès de l'érosion et l'encaissement du fleuve, qui a suivi la baisse de la ligne des rivages. Mais le Nil remonte à des âges très reculés.

Les traces de la faune du Nil ont une très grande extension. Bauermann a trouvé dans les alluvions de Ghenneh, dans l'Arabie Pétrée, une coquille de *Spatha chaziana*, espèce qui vit dans le Nil, et des fragments du même mollusque étaient associés à des outils de silex dans les mines de turquoise voisines, qui sont de la plus haute antiquité[2].

Il y a longtemps déjà, Tristram a rapporté du lac de Tibériade un poisson caractéristique du Nil, le *Chromis nilotica*, et d'autres représentants de la même faune, ce qui le fit conclure à la haute antiquité de cette faune fluviale[3]. Lortet a confirmé ces observations; le niveau du lac est d'après lui à 212 mètres au-dessous de la mer; sa plus grande profondeur, au nord, est de 250 mètres; ici encore, le fond atteint donc la cote négative de — 462 mètres[4]. Mais on voit tout autour du lac des terrasses littorales qui atteignent le niveau de la côte de Méditerranée, et il a pu facilement exister jadis une communication par la plaine de Jezréel[5].

1. A. Leith Adams, *Notes on the Geology of a portion of the Nile Valley north of the 2d Cataract in Nubia, taken chiefly with the view of inducing further search for fluviatile shells at high levels* (Quart. Journ. Geol. Soc., XX, 1864, p. 6-19).

2. Bauermann, art. cité (Quart. Journ., XXV, 1869, p. 35). Ces coquillages ont évidemment servi de nourriture aux travailleurs; ces mines, situées près de l'ouâdi Maghara qui rejoint l'ouâdi Ghenneh, ont été découvertes, suivant Lepsius, quatre mille ans avant Jésus-Christ et exploitées par une colonie d'ouvriers (*Briefe aus Aegypten, Aethiopien und der Halbinsel des Sinai*, in-8°, 1852, p. 336).

3. A. Günther, *Report on a Collection of Reptiles and Fishes from Palestine* (Proceed. Zool. Soc., 1864, p. 488-493); H. B. Tristram, Nat. Hist. Review, XII, 1865, p. 541-544, etc. [Voir aussi le grand ouvrage de H. B. Tristram : *The Fauna and Flora of Palestine* (Survey of Western Palestine), in-4°, London, 1884, surtout l'Introduction].

[4. Il résulte des nombreux sondages de Th. Barrois que ce lac est en réalité beaucoup moins profond : l'épaisseur de sa nappe liquide ne dépasse guère, en effet, 40 à 45 mètres (*Sur la profondeur et la température du lac de Tibériade*, C. R. Soc. de Géogr. Paris, 1893, p. 449-460, carte).]

5. Lortet, *Dragages profonds exécutés dans le lac de Tibériade* (*Syrie*); C. R. Acad., Sc., XCI, 1880, p. 500-503. On avait admis, d'après d'anciennes observations de Tristram, que des terrasses de la mer Rouge atteignent la hauteur du seuil d'Arabah, et qu'il y avait eu écoulement vers le sud (Nature, March 1883, p. 520); mais les données précises de Lartet (Bull Soc. Géol. de Fr., 2e sér., XXV, 1865, p. 448 et suiv.) ne sont pas favo-

Près de Beyrout vit la *Trionyx aegyptiacus;* mais le fait le plus singulier dans ce genre est sans doute la présence, à 3 kilomètres au nord de Césarée, du crocodile du Nil, qui s'y est perpétué dans les bouches marécageuses du Nahr e' Zerka ou « Fleuve des Crocodiles ». Pline connaissait dans cette région une ville de Crocodilon; Strabon l'a mentionnée et aujourd'hui encore un village en ruines porte ce nom; enfin, les informations recueillies récemment par Boettger sont concluantes : il en ressort que l'animal n'est pas rare, qu'il s'attaque de temps en temps à des moutons et à des enfants, et qu'un spécimen long de 3 mètres a été tué près du fleuve en avril 1877[1].

Ces observations jettent en même temps un jour imprévu sur les récits nombreux et circonstanciés relatifs à un monstre écaillé qui aurait été tué à Rhodes, dans la première moitié du quatorzième siècle, par le chevalier Déodat de Gozon[2].

C'est ainsi que les vestiges de l'ancienne faune du Nil sont aujourd'hui dispersés sur la terre ferme; cette faune est plus ancienne qu'une bonne partie de la Méditerranée orientale, plus ancienne aussi que l'effondrement de la mer Morte. Peut-être même est-elle contemporaine de l'époque à laquelle s'est faite la transition de la série ascendante à la série descendante des couches, aux environs de Suez.

rables à cette hypothèse et il est très peu vraisemblable que ce seuil élevé du sud ait été franchi, alors que le lac de Tibériade pouvait trouver à un niveau inférieur une issue vers la Méditerranée. [D'après F. Noetling, cette jonction du Jourdain avec la Méditerranée, par la plaine de Jezréel, n'a jamais existé (Zeitschr. Deutsch. Palaestina-Vereins, IX, 1886, p. 149). D'après Hull, les dépôts lacustres les plus élevés que l'on connaisse dans le bassin de la Mer Morte se trouvent, vers la partie moyenne de l'ouadi Arabah, à 426 mètres au-dessus de son niveau actuel, soit 30 mètres environ au-dessus de la Mer Rouge et de la Méditerranée; ils renferment des coquilles d'eau douce (*Melania, Melanopsis*); Mém. cité, p. 80).]

1. Oscar Böttger, *Die Reptilien und Amphibien von Syrien, Palestina und Cypern* (Berichte Senckenberg. Naturf. Ges., 1879-1880, p. 199-206, avec carte du Nahr é Zerka, pl. IV). Le Léviathan de Job, ch. XL et XLI, est certainement le crocodile; mais il est difficile de rapporter ce passage aux crocodiles du Nahr é Zerka, car le Behemoth dont il est également question est évidemment l'hippopotame. Sam. Bochart (*Hierozoicon*, in-fol., 1563, II, p. 753-796) a déjà fait cette identification. Voir aussi K. Schlottmann, *Das Buch Hiob*, in-8°, 1851, p. 490-503.

2. Voir notamment le récit détaillé de Jac. Bosio, *Istoria delle sacra Religione et Illmo Militia di San Giovanni Gierosolomitano*, in-fol., Rome, 1594, II, p. 45-47. L'événement se serait passé près d'une source, au bas de la colline de la chapelle de Saint-Étienne, sur la route de Rhodes à Casali, Hélion de Villanuova étant grand maître de l'ordre (1322-1346). Le récit de Bosio contient tous les détails qui figurent dans les vers de Schiller. Notons, abstraction faite de la description fantastique de la bête, que le chevalier dut traverser l'eau pour s'en approcher, qu'il dut descendre de cheval pour la combattre, et que l'endroit vulnérable se trouvait en dessous de la gorge.

CHAPITRE VI

LES FRAGMENTS DU CONTINENT INDIEN[1]

L'Afrique australe. — La presqu'île hindoue. — Madagascar. — Résumé général. — Appendice : Les fractures de l'Afrique Orientale.

L'Afrique australe. — Les sondages exécutés au voisinage de la colonie du Cap ont démontré que les côtes orientales et occidentales de l'Afrique australe descendent à des profondeurs bien plus grandes que la côte sud, en face du banc des Aiguilles. A partir du cap de Bonne-Espérance à l'ouest, et de la baie d'Algoa à l'est, la ligne de 100 brasses s'éloigne de plus en plus du continent, contourne le banc des Aiguilles, et s'avance au large à une distance de 2 degrés environ dans le sud [2].

Ainsi cette ligne ne correspond pas aux contours arrondis de la côte, mais les prolonge en pointe vers le sud. De plus, toute bonne carte géographique permet de le reconnaître, si l'orientation des reliefs de l'intérieur est en rapport évident avec celle de la côte, on n'en remarque pas moins, ici aussi, une déviation sensible. A partir de la baie d'Algoa ou de la côte comprise entre cette baie et le cap des Aiguilles, une série de crêtes parallèles s'allongent vers l'ouest, pour s'infléchir ensuite dans la région de Worcester, au nord-est de la ville du Cap, suivant la courbure de la côte, vers le N. N. W. et le Namaqualand. Ce sont les monts Winterhoek, Langeberge, grands et petits Zwarteberge, Witteberge, plus loin ceux du Cold Bokkeveld, les Cedarberge, etc. Ces chaînons forment autant de remparts autour du plateau de l'intérieur, le Karoo ; mais comme ils vont droit à la mer entre la baie d'Algoa

[1. Traduit par H. Schirmer.]

2. *Die Küsten-und Landesvermessung der Kap-Kolonie* (Petermanns Mittheil., 1868, p. 23, 24, pl. III).

et le cap des Aiguilles, il y a en quelque sorte déficit au sud-est et excès de terre ferme au sud-ouest, et la contre-partie du cap de Bonne-Espérance manque au côté oriental du continent.

Cette dissymétrie des contours a sa raison d'être dans la structure du pays, et ressort nettement sur les cartes géologiques. Bain a déjà exposé ce fait il y a bien des années[1], et il apparaît plus clairement encore sur la carte de l'Afrique australe de Dunn [2].

Les terrains des chaînes disparues dans la mer entre le cap des Aiguilles et la baie d'Algoa se retrouvent en partie plus loin dans

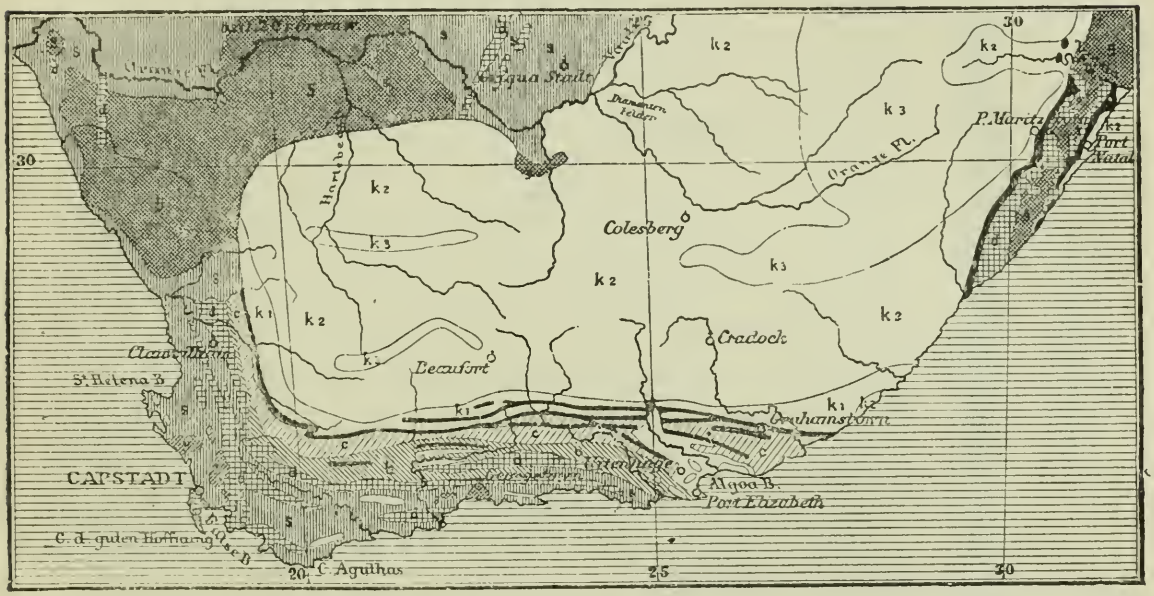


Fig. 73. — Afrique australe (principalement d'après Dunn). — Échelle de 1 : 12.500.000.

g, Granite et gneiss; *s*, Silurien; *d*, Dévonien; *b*, filons de porphyre; *c*, Carbonifère; *noir*, Conglomérat de Dwyka; *k*1, *k*2, *k*3, Grès du Karoo et nappes de diabase; *blanc* (près de la baie d'Algoa et au nord-est du cap des Aiguilles), formation d'Uitenhage et formations marines récentes (Tertiaire ou Quaternaire). On n'a pu figurer les lambeaux crétacés de la côte de Natal.

le Natal; dans l'intervalle, entre le Great Fish River et le Saint-John's River, et notamment dans la Cafrerie britannique, les formations du Karoo atteignent la mer, dont aucune enceinte de chaînes parallèles ne les sépare. Là où cette enceinte existe, elle est constituée par les roches les plus anciennes, contre lesquelles s'appuient dans l'intérieur une série de formations plus récentes, dont les

1. A. Geddes Bain, *On the Geology of South Africa* (Trans. Geol. Soc., 2d ser., VII, 1856, p. 175-192, pl. XX, XXI).

2. E. J. Dunn, *Geological Sketch Map of South Africa, from personal observations with those of* MM. A. Bain, Wylie, T. Bain, Atherstone, Pinchin, Sutherland, *and* Button, in-fol. (sans date). [Voir aussi A. Schenck, *Geologische Skzize von Süd Afrika* (Petermann's Mitteil., XXXIV, 1888, pl. 13 et p. 225-232); Berghaus, *Physikalischer Atlas, Geologie*, carte no 12, 1888.]

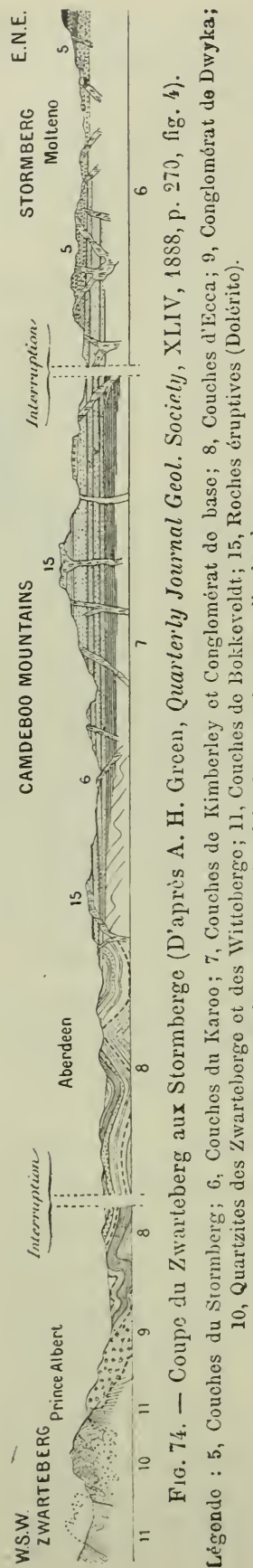


Fig. 74. — Coupe du Zwarteberg aux Stormberge (D'après A. H. Green, *Quarterly Journal Geol. Society*, XLIV, 1888, p. 270, fig. 4).

Légende : 5, Couches du Stormberg; 6, Couches du Karoo; 7, Couches de Kimberley et Conglomérat de base; 8, Couches d'Ecca; 9, Conglomérat de Dwyka; 10, Quartzites des Zwarteberge et des Wittoberge; 11, Couches de Bokkeveldt; 15, Roches éruptives (Dolérite).

L'échelle des hauteurs est cinq fois plus grande que celle des longueurs.

grands bancs de grès du Karoo, qui atteignent la mer en Cafrerie, représentent le terme le plus récent. Le pays ressemble ainsi à une grande vasque, dont les roches anciennes forment le rebord, mais ce rebord s'est effondré d'une façon inégale. Vers le cap de Bonne-Espérance, il est visible sur toute sa largeur; il a complètement disparu dans la Cafrerie britannique. Le grès de la Montagne de la Table est un lambeau qui repose en discordance sur la bordure montagneuse.

Ainsi se révèlent, au premier coup d'œil jeté sur la carte, la dissymétrie de cette partie de l'Afrique et du même coup l'importance des effondrements. « Le grès de la Montagne de la Table, écrivait déjà Ferdinand de Hochstetter, est en quelque sorte le bord du grand plateau continental formé par les couches superposées en zones concentriques du grand Karoo ; ce bord s'est effondré sous l'action de nombreuses failles parallèles, et la ligne des côtes elle-même n'indique sans doute que le trajet de la faille la plus profonde[1]. »

On trouve dans l'Afrique australe trois éléments tectoniques :

D'abord, les roches archéennes et les couches paléozoïques (on a signalé dans la colonie du Cap des fossiles marins dévoniens et des plantes carbonifères) ; elles sont plissées et érodées ; elles forment la ceinture déjà signalée et le socle de la Montagne de la Table, et prennent une grande extension dans le Namaqualand, le Griqualand-West et le Kalahari.

En second lieu viennent les formations du Karoo. Leur âge correspond aux époques permienne et triasique ; elles ont plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, reposent horizon-

1. F. von Hochstetter, *Beiträge zur Geologie des Caplandes* (*Reise des österr. Fregatte Novara, Geologie*, Theil II, in-4°, Wien, 1866, p. 28).

talement sur l'ancien massif plissé, et n'ont encore offert nulle part de traces de fossiles marins.

La troisième série enfin se compose des sédiments marins plus récents, datant de l'époque mésozoïque; on ne les a pas encore rencontrés sur les plateaux de l'intérieur, ni en général à quelque distance de la côte actuelle; ils n'exercent qu'une influence restreinte sur la configuration du continent, et je me réserve d'en parler plus tard.

Le rôle principal, dans l'intérieur du pays, appartient aux formations du Karoo[1]. Dans toute la colonie du Cap et au Natal, par exemple à Pietermaritzburg, elles commencent par un amas souvent énorme de gros blocs que Sutherland a le premier considérés comme ayant été transportés par des glaces et qu'il comparait aux conglomérats permiens d'Angleterre[2]. Cet étage est connu sous le nom de *conglomérat de Dwyka* et forme une partie de la division inférieure distinguée par Bain : les *Ecca-Beds*[3]. En dessus reposent les *grès* (*Koonap-Sandstone*) et les *schistes inférieurs du Karoo*, qui renferment de nombreux arbres fossiles à Klein-Roggeveld et en d'autres points. Puis viennent les bancs des *grès supérieurs du Karoo* (*Beaufort-Beds*), dont l'extension est considérable; ils renferment *Glossopteris Browniana* et peut-être *Phyllotheca indica*, çà et là des restes de *Palaeoniscus*, et surtout le *Dycynodon*, l'*Oudenodon*, le *Galesaurus*, puis le *Micropholis* et d'autres reptiles étranges. Ces grès sont recouverts par les *Stormberg-Beds*, grès blancs et jaunâtres avec lits de schistes gris et rougeâtres, qui renferment souvent du charbon. On y trouve également des reptiles, mais il semble que le *Dycynodon* fasse défaut; ce sont ces couches qui ont fourni sans doute les restes d'un mammifère, trouvé près de Thabachou dans le Basoutoland, le *Tritylodon longaevus*[4].

[1. Voir O. Feistmantel, *Ubersichtliche Darstellung der geologisch-palaeontologischen Verhältnisse Süd-Afrikas. I. Theil. Die Karoo-Formation und die dieselbe unterlagernden Schichten* (Abhandl. k. böhm. Ges. Wiss., 7. Folge, III, Prag, 1889, 89 p., 4 pl.); R. Zeiller, *Étude sur quelques plantes fossiles, en particulier* Vertebraria *et* Glossopteris, *des environs de Johannesburg* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXIV, 1896, p. 349-377, pl. XV-XVIII).]

2. Sutherland, *Notes on the ancient Boulder-Clay of Natal* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVI, 1870, p. 514-516). Toute la série du Karoo figure en détail dans Rup. Jones et Tate, d'après Bain (Ibid., XXIII, 1867, p. 142-149 et 171-173).

[3. Sur le bord sud de la région du Karoo, A. H. Green a montré que les conglomérats de Dwyka et les couches d'Ecca, discordants sur les terrains antérieurs, ont été énergiquement plissés avant le dépôt des étages suivants, dont les sépare une nouvelle discordance (*A Contribution to the Geology and Physical Geography of the Cape Colony*, Quart. Journ. Geol. Soc., XLIV, 1888, p. 239-270).]

4. R. Owen, *On the Skull and Dentition of a Triassic Mammal* (Tritylodon longaevus,

Ces masses de grès horizontales renferment des nappes nombreuses de roches volcaniques, qualifiées par les divers auteurs qui s'en sont occupés d'amygdaloïdes porphyriques, de mélaphyre, trapp, basalte ou diabase et elles ont été l'objet de nombreuses études pétrographiques dans ces derniers temps. Leur composition semble très variée; elles forment fréquemment des gradins très marqués sur les pentes des montagnes tabulaires et en constituent souvent les parties supérieures, en les couronnant comme d'un toit. C'est ainsi que, d'après Stow, un fragment de nappe éruptive forme le grand escarpement en dessous de la cime du Hangklip, qui domine le pays au sud des Stormberge[1]. De même, la crête d'une grande partie de l'escarpement gigantesque que forment les monts Quathlamba (Drakenberge) vers l'est, du côté de Natal, et même leur massif culminant, le Mont-aux-Sources (environ 10 000 pieds [plus de 3 000 m.]), ne sont autre chose, suivant Griesbach, que l'arête vive d'une nappe de ce genre [2].

Si tranché que soit en général le contraste entre les couches horizontales du Karoo, depuis le conglomérat de Dwyka jusqu'aux Stormberg-Beds, et leur soubassement de roches anciennes plissées, il reste cependant, en l'état actuel des connaissances, une question difficile dont la solution complète n'a pas encore été donnée. On trouve en effet à la Montagne de la Table, et bien loin de là, dans le Natal, reposant en transgression réelle ou apparente sur les terrains plissés, des bancs de grès plus anciens que les grès du Karoo, et qui indiquent peut-être une transgression antérieure au conglomérat de Dwyka; Griesbach et d'autres auteurs les désignent sous le nom de *grès de la Table*[3]. —

Les plis du massif ancien qui, comme on l'a vu, forment dans le sud du continent des remparts en avant du grand plateau des grès du Karoo, sont d'abord orientés E.S.E.-W.N.W., à l'ouest de la baie d'Algoa, puis E.-W., comme les crêtes elles-mêmes; et le

Ow.) *from South Africa* (Quart. Journ. Geol. Soc., XL, 1884, p. 152). [D'après Seeley, le *Tritylodon* serait un reptile thériodonte (Phil. Trans., vol. 185, B, 1895, p. 1025).]

1. Stow, *On Some Points of South African Geology* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, p. 497-548; voir surtout p. 531).

2. C. L. Griesbach, *On the Geology of Natal* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, p. 53-72, et pl. II, III).

[3. On distingue aujourd'hui, dans les terrains anciens de l'Afrique Australe, les termes suivants : à la base, *Schistes de Malmesbury* (Silurien?); au-dessus, en discordance, *Grès de la Table* et *Schistes de Bokkeveld*, fossilifères (Devonien); *Dolomies du Griqualand-West*; enfin, *Grès et quartzites des Zwarteberge*, Zuurberge, etc. (Carbonifère inférieur). A. Schenck a proposé de réunir tout cet ensemble, au-dessus des couches de Malmesbury, sous le nom de *Formation du Cap* (*Die geologische Entwickelung Südafrikas*, Petermanns Mitteil., XXXIV, 1888, p. 225-232).]

bord méridional du massif de grès suit presque la même direction [1]. A la hauteur de la ville du Cap, les terrains anciens suivent l'inflexion de la côte vers le nord, et le sol du Namaqualand se compose en grande partie de gneiss, recouvert pourtant de quelques lambeaux horizontaux du grès de la Montagne de la Table [2]. A cette vaste région de gneiss succède à l'est une zone paléozoïque qui comprend la partie occidentale du Griqualand-West, et dont la constitution, malgré l'absence complète de fossiles, a été déterminée dans ses grandes lignes par Stow; la carte du Kalahari dressée par Anderson permet de reconnaître que les terrains distingués par Stow se prolongent dans le nord [3].

Prenons, pour résumer ces travaux importants, un point de départ facile à trouver sur la carte, le confluent du Vaal et du fleuve Orange. De là s'étend vers le nord-est, d'abord parallèlement au Vaal, puis le long de la rivière Haart, un gradin très prononcé qui marque la limite du massif paléozoïque contre les formations horizontales de l'est. Ce gradin s'appelle Campbell-Range; toutefois, ce n'est pas une chaîne, mais bien, à ce qu'il semble, le bord d'une vaste surface plus ou moins renflée en forme de bouclier, et il est formé par la tranche des couches d'une masse puissante de calcaire siliceux; à son pied apparaissent çà et là les restes d'une série de couches plus anciennes encore, redressées jusqu'à la verticale.

Gravissons maintenant, en partant de Campbell-Town, le versant du Campbell-Range et traversons la large zone calcaire jusqu'à Griquatown. Ici le calcaire disparaît, et les longues croupes du Griquatown-Range (ou Kuruman-Range) lui succèdent, orientée vers le N. N. E. Elles sont constituées par des schistes siliceux, avec gîtes de fer magnétique et d'asbeste dans le sud; c'est cette chaîne que le fleuve Orange coupe près de Prieska, dans le grand coude qu'il décrit vers le sud. La chaîne de Griquatown s'étend dans le nord bien au delà du Griqualand; dans le sud elle se continue de l'autre côté du fleuve Orange par le Doornberg, orienté au

1. R. Pinchin, *A Short Description of the Geology of Part of the Eastern Province of the Colony of the Cape of Good Hope* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXI, 1875, p. 106-108, pl. IV).

2. Rubidge, *On some Points in the Geology of South-Africa* (Ibid., XV, 1859, p. 195-198). [Voir surtout Schenck, *Gebirgsbau und Bodengestaltung von Deutsch-Südwestafrika* (Verhandl. d. X. deutsch. Geogr.-Tags, Stuttgart, 1893, p. 155-172).]

3. G. W. Stow, *Geological notes upon Griqualand West* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXX, 1874, p. 581-682, pl. XXXV-XXXIX); Cohen, lettre dans le Neues Jahrb. für Min., 1873, p. 52-56; Anderson, *Notes on the Geography of South Central Africa, in Explanation of a new Map of the Region* (Proc. R. Geogr. Soc., VI, 1884, p. 19-36, carte).

S.E; cette zone montagneuse a donc une longueur connue de plus de deux degrés de latitude.

Elle est remplacée à l'ouest, vers Moss Fontein et Angeluk, par une région assez vaste de roches feldspathiques et d'amygdaloïdes, qui est souvent recouverte de sable rouge. Puis viennent les longues crêtes des monts Matsap et Klipfontein, formées de quartzites anciens plissés et s'allongeant parallèlement au Griquatown-Range vers le N. N. E. Ce ne sont que les avant-monts du Langeberg, chaîne remarquable que le fleuve Orange traverse entre Bul-Fontein et Kheis, et qui venant du sud et orientée d'abord N.N.E., comme les chaînons précédents, prend ensuite la direction du nord, et s'étend même, d'après la carte d'Anderson, jusque vers le 22e parallèle, le long du désert de Kalahari. Le Langeberg aurait ainsi environ 7 degrés de latitude en longueur. Autant qu'on peut en juger, cette chaîne singulière se compose elle aussi de quartzites plissés ou fortement redressés, que Stow rattache avec doute au Dévonien. On atteint alors les bords du désert de sable et, vers Kheis, une zone de roches schisteuses dont on ne connaît encore que fort mal les rapports avec le gneiss du Namaqualand.

Ainsi, c'est du moins ce qui résulte de ces observations, il existe au milieu du continent une vaste zone de terrains paléozoïques plissés suivant la direction N. ou N.N.E.; elle a été mise à nu par l'ablation des formations du Karoo, ou bien, comme l'admet Stow, elle a servi, dès l'origine, de ceinture à ces dépôts. Le désert de Kalahari semble compris en entier ou en très grande partie dans cette zone paléozoïque.

Ceci constaté, passons aux couches horizontales du Karoo.

Le parcours de son rebord méridional est marqué par l'affleurement du conglomérat de Dwyka (fig. 73). Au-dessus s'élèvent le grès inférieur, puis le grès supérieur (grès de Beaufort), qui constitue la surface de tout le pays. Dans l'ouest, il est recouvert de quelques lambeaux seulement des Stormberg-Beds, qui forment au contraire dans l'est un manteau continu.

Le Kliprug-Kop près de Calvinia, le Schoorstein-Berg, le Schildpad-Kop, le Spitzkop, etc., marquent la limite méridionale de la grande région des grès; le Grand Winterberg en fait encore partie. Le conglomérat de Dwyka atteint la mer près de l'embouchure du Great Fish River et reparaît sur la côte près du Saint-John's River, au nord de la Cafrerie. On a vu qu'entre ces deux points, le massif de grès arrive jusqu'à la mer.

Le bord oriental de ce massif est très nettement marqué et

s'étend par le Natal, le Zoulouland et l'est du Transvaal jusqu'au voisinage immédiat du fleuve Olifant; on le suit ainsi de 30° 3′ jusque vers 24° 15′ de lat. S., sur une longueur de plus de 7 degrés. Le plateau se relève de l'ouest à l'est, puis s'abaisse brusquement vers le Natal. Nous avons dit que les monts Quathlamba (Drakenberge) forment l'escarpement oriental du plateau, que leur point culminant est le Mont-aux-Sources (environ 10 000 pieds [plus de 3 000 m.]), et que des nappes éruptives intercalées en forment l'arête et les cimes supérieures.

Pour étudier de plus près cette ligne importante, nous suivrons Griesbach en ce qui concerne le Natal[1], et Cohen pour le pays compris entre Lydenburg et la baie Delagoa[2].

Remarquons d'abord que cette ligne n'est pas droite. Il y a notamment vers les sources de la Tugela une grande échancrure, qui rejette la crête dans l'ouest, bien qu'elle reprenne plus au nord presque la même direction que dans le Natal. Plus loin, la crête se termine au fleuve Olifant, et tandis que le plateau de Lydenburg a de 1 800 à 1 900 mètres, avec des cimes qui dépassent 2 000 mètres (Mauchberg, 2 660 mètres), l'Olifant coule en contrebas à 600 mètres d'altitude seulement.

Malgré ses échancrures, ce bord oriental du massif de grès est certainement, dans le Natal et le Zoulouland, et très probablement sur tout son parcours, le produit d'une faille immense, comme l'a très bien reconnu Rehmann[3]. Ce qui le prouve, c'est qu'on rencontre à un niveau très bas, sur la côte est de Natal et aussi plus au nord, des lambeaux affaissés du conglomérat de Dwyka et des grès du Karoo. C'est aussi pour cette raison qu'on voit reparaître à l'est, dans le Natal, une zone de conglomérat de Dwyka (fig. 73).

Examinons la coupe transversale de la chaîne du Quathlamba et de son avant-pays dans le Natal (fig. 75).

Du Mont-aux-Sources, dit Griesbach, les montagnes s'abaissent par une série de gradins, qui correspondent aux tranches des couches

1. Griesbach, *Geologischer Durschnitt durch Süd-Afrika* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XX, 1870, p. 501-504, pl. XIX, et Quart. Journ. Geol. Soc., XXXI, 1875).

2. Cohen, *Erläuternde Bemerkungen zur Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoabay*, in-8°, 1875. [Voir aussi H. Haevernick, *Geologische Übersichtskarte von Süd-Ost Afrika* (Petermanns Mitteil., XXX, 1884, pl. 16).]

3. Ant. Rehmann, *Das Transvaalgebiet des südlichen Africa in physisch-geographischer Beziehung* (Mitth. Geogr. Ges. Wien, XXVI, 1883, p. 257-266, 321-362, 369-408, 417-443, carte et pl.); Jeppe, *Die Transvaalsche oder Südafrikanische Republik* (Petermanns Mittheil., Ergänzungsheft n° 24, 1868); Jeppe, *Notes on some of the physical and geological Features of the Transvaal* (Journ. R. Geogr. Soc., 1877, p. 219-250, carte).

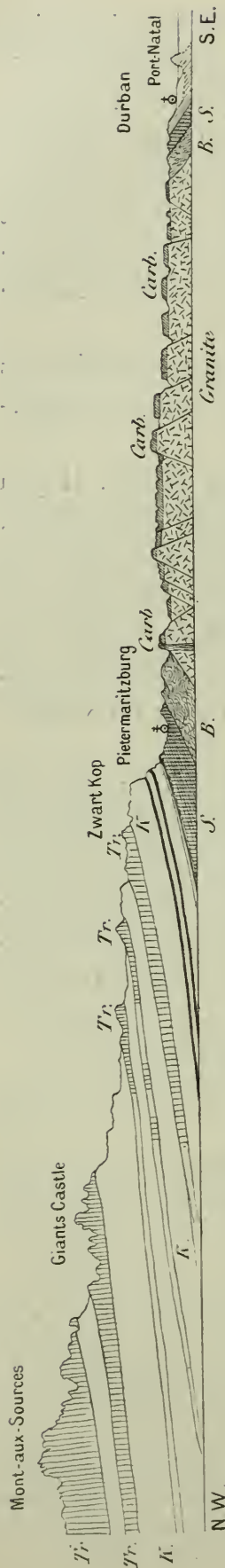


Fig. 75. — Coupe de Port-Natal au Mont-aux-Sources (Drakensberg) d'après C. L. Griesbach (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, pl. II).

« Karoo Formation » : *Tr* = Trapps; *K* = Grès; *S* = Schistes; *B* = Couche à blocs; — *Carb.* = Terrain carbonifère.
Échelle des longueurs = 1 : 1.200.000. environ.

du Karoo et aux extrémités des nappes éruptives intercalées. A Pietermaritzburg, on atteint des couches de schistes qui appartiennent à des horizons inférieurs. Vers le bas, elles cèdent peu à peu la place au conglomérat de Dwyka, qui borde le pied du grand escarpement. Ce conglomérat repose en discordance sur un quartzite plus ancien, mais également horizontal, parallélisé pour plusieurs raisons avec les grès de la Montagne de la Table. Il forme au bas du Quathlamba quelques montagnes tabulaires typiques, par exemple le Krantzkop, près de la Tugela. Au-dessous de ce quartzite, les rivières mettent au jour en beaucoup d'endroits des schistes plissés anciens et du gneiss. Cette roche sert de base à toute la série. Mais avant d'atteindre la mer, on voit reparaître le conglomérat de Dwyka et, sur la côte même, quelques lambeaux de grès du Karoo, dont les couches sont inclinées vers l'océan. Le roc sur lequel s'élève le phare de Durban est formé de ces assises, dont il faut chercher la suite bien plus haut, dans les tranches des couches successives dont se compose la muraille du Drakenberg.

Ainsi les formations du Karoo s'étendaient jadis bien plus loin vers l'est, et leurs fragments se sont affaissés sur la côte, suivant une ou plusieurs grandes fractures : mais les pentes actuelles du Quathlamba ne coïncident plus avec les surfaces de rupture. La grande dislocation qui a détaché cette partie du continent, aujourd'hui affaissée au bord de la mer ou disparue sous l'océan, s'est produite bien plus près de la côte actuelle; les dénudations ultérieures ont adouci l'escarpement et en ont fait reculer peu

à peu l'arête vers l'intérieur des terres. Cette falaise d'érosion correspond à la crête du Quathlamba; les branches supérieures de la Tugela travaillent aujourd'hui encore à la repousser, et, sur toute la ligne, des forces semblables agissent dans le même sens. Si grande que soit la hauteur de laquelle le Mont-aux-Sources domine aujourd'hui le phare de Durban, l'arête de rupture a dû certainement s'élever à l'origine plus haut encore au-dessus de la mer.

Le versant du Quathlamba présente les mêmes caractères généraux dans le nord. Pour le constater, suivons Cohen, dans son voyage de Lydenburg à la baie Delagoa.

Dès qu'à l'est du Spitzkop on a atteint le bord du plateau, le pays change d'aspect. Aux gorges et aux tables de roc découpées en falaises succèdent des coupoles et des vallées arrondies : c'est la zone du granite. Elle s'abaisse vers l'est en quelques gradins escarpés. Plus à l'est, dans les monts Oumsouazi, près du fleuve Ingwanya, on voit, pour la première fois depuis qu'on a quitté la haute montagne, reparaître des terrains stratifiés : ce sont des grès quartzeux et des schistes noirs et friables qui ont beaucoup d'analogie avec les roches du grand plateau. La longue chaîne des Lombobo, qui vient ensuite du côté de l'est, est en porphyre pétrosiliceux.

Il est très possible que les couches des monts Oumsouazi correspondent aux lambeaux affaissés du Natal. Machado a encore trouvé à l'est des Lombobo, au milieu de la plaine, des montagnes de grès isolées[1].

Tandis que le bord méridional et oriental du Karoo est ainsi nettement marqué, le massif se rétrécit vers le nord et de grandes échancrures, dues à l'érosion, en découpent le bord occidental. Il est inutile de décrire ces irrégularités de contours. On a déjà vu que les terrains paléozoïques s'avancent dans le Griqualand jusqu'à la bordure orientale du Campbell-Range (plateau de Kaap d'après la nomenclature de Jeppe). Les formations du Karoo, dont les couches horizontales s'appuient sur cette bordure, se composent de roches schisteuses; toutefois on trouve encore des restes de *Dicynodon*[2]. C'est dans cette région que sont situées les plus riches des mines de diamant, qui s'échelonnent ensuite jusqu'à la République d'Orange. L'exploitation se fait en sens vertical dans de grands entonnoirs remplis d'une masse de tuf chargée de blocs d'origine

1. J. J. Machado, *Caminho de Ferro de Lourenço-Marquez a fronteira de Transvaal* (Bolet. Soc. Geogr. Lisb., 2e sér., 1880, p. 67-104, surtout p. 89).
2. Lee, Geol. Magaz., new ser., Dec. 2, VI, 1879, p. 192.

étrangère, et qui renferme les diamants. D'après la description donnée par Chaper, ces amas diamantifères se seraient formés par des éruptions pâteuses et non ignées; Cohen les compare aux *Maare* de l'Eifel[1].

Les sédiments paléozoïques s'étendent probablement sans interruption le long du Hohe Veld depuis le Campbell-Range, à l'ouest du Haart-River, jusqu'au pays entre le Marico et le Limpopo supérieur[2]; là, d'après les observations de Hübner, le granite sous-jacent affleure à la Kornkoppe, au sud du confluent de ces deux cours d'eau[3]. De grandes nappes de diabase forment la surface du sol aux Pilandsberge dans le sud, vers Rustenburg, et dans le nord-ouest, près de Shoshong. Par contre, les roches archéennes jouent un rôle prépondérant dans les massifs considérables qui s'élèvent entre le Limpopo au nord et le Buschfeld et l'Olifant au sud. La partie est, en particulier, celle que Rehmann appelle plateau d'Ingalalé et qui s'avance jusque vers le grand coude du Limpopo, semble être un vaste noyau de granite enveloppé de schistes. Ces schistes constituent également, d'après Rehmann, les monts Lechlaba, qui, quoique prolongeant en apparence la grande ligne du Quathlamba, doivent être considérés comme appartenant à un massif autonome.

C'est seulement au nord du plateau d'Ingalalé, dans les Zoutpansberge, du côté du Limpopo, que reparaissent des lambeaux de grès, qu'il faudra sans doute rattacher à la série du Karoo[4].

La constitution du pays semble rester la même de l'autre côté

1. Dunn, *On the Mode of occurrence of Diamonds in S. Africa* (Quart. Journ, Geol. Soc., XXX, 1874, p. 54-60); M. Chaper, *Note sur la région diamantifère de l'Afrique australe*, in-8°, Paris, 1880, p. 42 et suiv.; Cohen, *Ueber die südafrikanische Diamantfelder*, in-8°, p. 5, 1883 (extrait du 5. Jahresb. des Vereins für Erdkunde zu Metz, 1882).

[(2. C'est dans cette région qu'ont été découvertes en 1884 les mines d'or fameuses du Witwatersrand (Transvaal). Le précieux métal s'y trouve, non pas dans des filons de quartz ou dans des alluvions, comme dans la plupart des autres districts aurifères, mais associé à la pyrite dans le ciment de conglomérats d'une grande continuité, qui sont probablement dévoniens, et dont l'épaisseur atteint 7500 mètres. C'est donc très improprement que l'on désigne les couches riches dans le nom de *reefs*. La série, à laquelle succèdent, en concordance, des dolomies, puis des quartzites, affecte la disposition d'un large pli synclinal orienté N.E.-S.W.; c'est sur le bord septentrional de ce pli que sont situées la plupart des exploitations (L. de Launay, *Les Mines d'Or du Transvaal* in-8°, Paris, 1896; et Annales des Mines, 9e sér., IX, 1896, p. 5-201, pl. I-VI; voir aussi Schmeisser, *Ueber Vorkommen und Gewinnung der nutzbaren Mineralien in der Südafrikanischen Republik, unter besonderer Berücksichtigung der Goldbergbaues*, gr. in-8°, Berlin, 1894; S. F. Emmons, *Review of the geological Literature of the South African Republic* (Journal of Geol., Chicago, IV, 1896, p. 1-22).]

3. A. Hübner, *Geographische Skizzen aus Süd-Ost Afrika* (Petermanns Mittheil., XVIII, 1872, p. 422-431, pl. 21).

[4. D'après Schenck, ces grès appartiendraient plutôt à la série inférieure, dite *formation du Cap* (Mém. cité, carte).]

du Limpopo jusqu'au Zambèze. Partout, le granite et les schistes cristallins affleurent; ils comprennent le district aurifère de Tati et ne sont recouverts que çà et là de lambeaux de grès, qui représentent probablement les restes de la transgression du Karoo, balayée par l'érosion. A part un lambeau situé près du fleuve Séroroumé, par 23° 30' de lat. S., et qu'on doit peut-être rattacher à la nappe de diabase de Shoshong, Hübner a rencontré par 20° de latitude, au sud d'Inyati, des grès en strates horizontales contenant du bois fossile, qui semblent appartenir aux grès du Karoo. On trouve un lambeau analogue au Kraal Malisa, vers 19° 50' de latitude, sur le cours supérieur du Guay; le grès y alterne avec des nappes de diabase.

Plus au nord, des dépôts étendus de grès avec couches de houille se montrent près du Zambèze; ils ont été signalés d'abord par Livingstone et Thornton, puis décrits en détail par Kuss. Ces gisements se trouvent en aval des chutes, entre 16° 40' et 15° 50' de lat. S.; Kuss a rencontré plus au sud de vastes étendues de roches archéennes et, en un grand nombre de points, du porphyre brun, qui dans les monts Lupata, coupés par le Zambèse, repose sur du grès rouge; il y a également un lambeau de grès un peu plus au sud, près de Senna[1].

Au nord, comme l'a montré Thomson, à peu près du 12e au 10e parallèle, un grand plateau de grès en couches horizontales atteint la mer; le Rovouma s'y est creusé un lit et l'a séparé en deux parties : le Mawia et le Makondé. Dans l'est, près de la côte, sa hauteur ne dépasse pas quelques centaines de pieds; il s'avance en pointe sur le Rovouma supérieur jusque vers 39° de long. E. (Gr.) et atteint du côté de l'intérieur une altitude de plus de 2 500 pieds [760 m. environ]. Ce vaste plateau repose sur du granite; ce soubassement affleure dans l'intérieur du pays, où il est parsemé de montagnes isolées comme la région granitique du Kordofan et du Dar-For. Entre Itoulé et Kwamakanja, près du Loujende, affluent méridional du Rovouma, subsiste toutefois un lambeau de schistes à charbon qui appartient à l'étage des grès, et qui, d'après Thomson, s'est conservé au milieu du granite par suite de son affaissement sous l'action d'une faille[2].

Nous approchons ainsi de la région comprise entre 10° et 5° de

1. Livingstone et Thornton, Rapports dans le Journ. R. Geogr. Soc., XXI, 1861, p. 261, 291, etc.; H. Kuss, *Note sur la constitution géologique d'une partie de la Zambézie* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XII, 1884, p. 303-317, carte).

2. Jos. Thomson, *Notes on the Basin of the River Rovuma* (Proc. R. Geogr. Soc., IV, 1882, p. 65-79, carte).

lat. S., sur laquelle le même explorateur a réuni tant d'observations précieuses, et où il y a lieu de distinguer deux grandes zones de grès : une zone orientale et une zone occidentale [1].

La zone orientale, près de la côte, ne s'élève nulle part à une altitude considérable, et se termine dans l'intérieur du pays par une haute falaise qui marque le commencement de la région archéenne. Cette falaise s'écarte de la côte sous le 8e parallèle jusque vers le 36e degré de long. E. (Gr.), où la zone de grès atteint sa plus grande largeur; elle se rétrécit progressivement vers le nord et n'est plus qu'une bande très étroite vis-à-vis de l'île de Pemba. Ces grès renferment des couches de charbon; on trouve aussi des bancs de calcaire, et Thomson signale en deux endroits des fossiles carbonifères.

Le haut plateau de roches archéennes s'étend jusqu'au Tanganyka et au Nyassa, et bien au delà, dans l'ouest. Mais dans l'Oujiji et l'Oukaranga, sur la côte nord-est du Tanganyka, puis en quelques points de la côte ouest et à la pointe sud du lac, commence la zone occidentale des grès qui s'étend vers le haut Congo sur une distance inconnue. Ce sont des couches d'une grande puissance qui, en général, ont conservé leur horizontalité primitive, bien qu'elles soient coupées de failles sur les bords du Tanganyka.

On n'a pas encore démontré le synchronisme de ces grès et de ceux du Karoo; mais les éléments qui entrent dans la structure du pays, le soubassement archéen associé à des schistes anciens plissés, les lambeaux de grès horizontaux transgressifs, tout cela rappelle d'une façon extrêmement frappante ce que l'on connaît dans le sud [2].

Jetons un coup d'œil rapide sur les deux lacs. Le Nyassa est entouré au nord par des formations volcaniques anciennes, surmontées de quelques cônes d'éruption plus récents. Le Tanganyka est encaissé dans les grès horizontaux et les roches archéennes qui leur servent de base. Sa partie méridionale coupe, de 7° 8′ jusque vers 8° 30′ de lat. S., une vaste région de roches éruptives anciennes.

1. Thomson, *To the Central African Lakes and back*, in-8°, 1881, vol. II, Append. III, p. 299-307, carte.

[2. Les récentes études de J. Cornet sur le Katanga (*Les formations post-primaires du bassin du Congo*, Annales Soc. géol. de Belg., XXI, 1894, p. 193-279, pl. 5.; *Die geol. Ergebnisse der Katanga-Expedition*, Petermann's Mitteil., XL, 1894, p. 121-130, pl. 10) ont confirmé cette manière de voir. Ce géologue a également observé une base ancienne fortement plissée, comprenant une série quartzo-schisteuse (*Système de Moachia*) et une série calcaréo-schisteuse (*Système de Katete*), et surmontée de deux formations de grès horizontaux (*psammites rouges du Kundeloungou* et *grès blancs du Loubilache*), d'origine probablement continentale et lacustre; il les assimile, malgré l'absence complète de fossiles, au système du Karoo pris dans son sens le plus étendu, c'est-à-dire à la période allant du Houiller à l'Infralias.]

Depuis qu'on connaît ce lac avec quelque précision, on le considère comme un bassin d'effondrement. Stanley croyait même la partie nord d'origine plus récente, et voyait la preuve de ce fait dans les changements de débit du Loukouga. Thomson y voit aussi le résultat d'un affaissement. Les grès coupés à pic au-dessus du lac, et la situation de la partie méridionale en travers du massif éruptif sont des indices qu'on invoque, non sans raison, à l'appui de cette manière de voir[1].

Je ne saurais en effet trouver d'autre explication plausible à ces deux grandes dépressions qui, étroites toutes deux, ne se prolongent pas chacune sur moins de 5 degrés environ en latitude, et je suppose que leur mode de formation a été analogue à celui de la mer Rouge, de la mer Morte et des chotts[2].

Notre connaissance de la structure de l'Afrique occidentale est encore bien plus rudimentaire que celle de l'Afrique orientale. Cependant la carte de Lenz montre quelle extension les roches les plus anciennes prennent ici encore[3]. Les rochers de conglomérat de Pungo Andongo (9° 24′ de lat. S.) dans l'est de l'Angola, et les couches horizontales de grès fossilifères sur lesquelles ils reposent, devaient rappeler à Livingstone les grès de l'Afrique orientale. Il est très probable que des conditions analogues se reproduisent sur toute la largeur du continent[4]. —

1. H. M. Stanley, *A travers le continent noir*, in-8°, II, 1878 : « Le pic de Kouroungoué est formé de murailles verticales de grès rouge à strates horizontales, qui se dressent de 50 à 200 pieds au-dessus du lac. On peut se faire une idée de leur aspect par ce cri des bateliers : « Voilà une forteresse! Vois ici les fenêtres, et là-bas une des portes! » Kiroungoué semble une haute croupe coupée en deux sur une profondeur inconnue. Il est probable que cette croupe a jadis été le prolongement du plateau de Maroungou, car ce sont les mêmes roches, et les deux rives du lac présentent les mêmes traces d'un affaissement subit, sans dérangement ni déplacement des couches. » Voir aussi Thomson, *On the geographical Evolution of the Tanganyka Basin* (Rep. Brit. Assoc., Southampton, 1882, p. 622, 623). Rappelons aussi les curieuses formes marines des coquilles de Tanganyka, entre autres la présence du genre crétacé *Pyrgulifera* (Tausch, *Ueber einige Conchylien aus dem Tanganyika See*, Anzeig. k. Akad. Wiss. Wien, 1884, p. 130). [Voir aussi Bourguignat, *Histoire malacologique du lac Tanganyika* (Annales des Sc. Nat., Zoologie, 7e sér., X, 1890, p. 1-267, pl. I-XVII); J. Cornet, *Le Tanganika est-il un Relicten-See?* (Mouvement géographique, 1896, nos 25 et 26).] Drummond a trouvé près de la rive nord-ouest du Nyassa, sur le plateau ancien, des couches lacustres avec poissons, mollusques et feuilles (Nature, April 10, 1884, p. 551).

[2. Voir l'appendice du présent chapitre.]

3. O. Lenz, *Geologische Karte von West Afrika* (Petermanns Mitteil., XXVIII, 1882, pl. I).

[4. Les travaux de J. de Brazza, Cholet, Thollon, Regnault, et surtout ceux de Ed. Dupont (*Lettres sur le Congo*, in-8°, Paris, 1889) et M. Barrat (*Trois coupes du Congo français*, C. R. Acad. Sc., CIX, 1894, p. 705 et 758; *Sur la géologie du Congo français*, Ann. des Mines, 9e sér., VII, 1895, p. 379-510) ont fourni depuis une série de coupes qui donnent une idée générale du Congo français. On distingue à partir de la côte : 1° une bande de terrain plat (latérite et sable, avec affleurements de calcaires

Dans la colonie du Cap et jusque dans le nord du Transvaal, nous avons pu distinguer une série ancienne de terrains plissés et une série transgressive de couches horizontales, composée surtout de grès permiens et triasiques : ce sont les formations du Karoo, auxquelles semble s'ajouter en certains points un dernier étage du Carbonifère. Plus au nord, nous avons retrouvé des roches anciennes plissées, et des lambeaux de grès en transgression horizontale, mais on n'a pas encore la preuve directe qu'ils soient du même âge que les grès du Karoo. En tout cas, dans l'état actuel de nos connaissances, on peut dire que deux éléments très analogues entre eux, et dont les rapports réciproques sont exactement les mêmes, constituent tout l'intérieur du continent, du Cap jusqu'au 6e ou 5e degré de lat. S.

Il y a encore un troisième élément tectonique en Afrique australe, ne jouant toutefois, comme nous l'avons déjà dit, qu'un rôle secondaire dans la structure du grand continent, et dont la présence n'a été signalée qu'au voisinage de la mer : ce sont des dépôts marins de la seconde moitié des temps mésozoïques. Si restreints qu'ils soient, ces lambeaux n'en sont pas moins d'un très grand intérêt pour l'histoire géologique de l'Afrique. Ils sont très éloignés les uns des autres et datent d'époques différentes, mais renferment tous des fossiles marins. Ils sont sans exception plus récents que les grès du Karoo, et en général que tous les grès transgressifs de l'intérieur, dans lesquels on n'a encore trouvé aucune trace de faune marine. Dans certains cas particuliers, il apparaît même clairement qu'une partie des dislocations qui ont déterminé la forme actuelle de l'Afrique australe remontent très haut dans les âges mésozoïques.

Le premier groupe de ces lambeaux se trouve sur la côte occidentale, dans deux régions très éloignées l'une de l'autre; il comprend des couches crétacées, qui ont été étudiées par Giebel, Lenz et Szajnocha[1]. Le premier de ces districts est au nord de l'équateur :

crétacés); 2° un massif plissé, les Monts de Cristal, comprenant dans le sud trois séries discordantes : gneiss, séries quartzo-schisteuse (Silurien?) et calcaréo-schisteuse (Dévonien?), plissées définitivement à la fin de l'époque primaire; 3° des grès rouges horizontaux, surmontés de grès blancs analogues à ceux du Katanga (Trias et Infralias), et qui semblent avoir formé une nappe continue à la surface de l'Afrique centrale. D'après M. Dupont, les grès blancs surmontent les grès rouges en stratification transgressive, c'est-à-dire débordent progressivement les grès rouges, puis le groupe calcaréo-schisteux des Monts de Cristal. M. Bertrand en conclut que ce massif a été probablement recouvert par ces grès, et que les plis de l'ancienne chaîne ont été par conséquent arasés avant leur dépôt (*La géologie du bassin du Niari*, Rev. gén. des Sciences, V, 1894, p. 793).]

1. Giebel, Zeitschr. für die ges. Naturw., XLVIII, 1876, p. 58; Lenz, Verh. k. k.

les bancs de grès horizontaux des *îles Elobi*, dans la baie de Corisco, qui s'élèvent à 8 ou 10 mètres au-dessus de la mer, renferment de nombreuses ammonites; ces grès se prolongent sur le continent. On y a trouvé *Schloenbachia inflata*, et, suivant Szajnocha, il s'agit de la variété qui caractérise l'étage d'Ootatoor, dans la péninsule indienne. Le second district est à plus de 15 degrés au sud du premier, au bord de la *Fish-Bay*, au sud de Mossamédès. Il y a longtemps déjà que le lieutenant Wolf y avait remarqué des couches fossilifères, au nord de la colonne de Barthélemy Diaz[1]. Les géologues allemands rattachent les couches à *Schloenbachia inflata* au Gault; en France on les attribue au Cénomanien inférieur[2].

Le groupe suivant se trouve au sud et au sud-est de la colonie du Cap. Il y a là deux séries : l'une est mésozoïque, l'autre appartient au Tertiaire supérieur ou au Quaternaire.

Les dépôts mésozoïques portent le nom de *série d'Uitenhage;* ils sont horizontaux, consistent en couches de grès et de schistes plus ou moins glauconieux, et renferment par places des cycadées et des fougères qui diffèrent de la flore terrestre des grès du Karoo ; d'autres couches contiennent des coquilles marines qui ont été longtemps considérées comme jurassiques[3]; d'après les dernières recherches de Holub et de Neumayr, il est plus probable qu'elles appartiennent au Néocomien[4]. Ces intéressants dépôts, où l'alternance de couches à plantes terrestres et d'assises à coquilles marines révèle la proximité d'un rivage, se trouvent surtout dans les vallées des fleuves qui débouchent dans la baie d'Algoa et la baie voisine de Saint-François; ils recouvrent directement les

Geol. Reichsanst., 1878, p. 148; Szajnocha, *Zur Kenntniss der mittelcretacischen Cephalopoden-Fauna auf den Inseln Elobi an der Westküste Afrika's* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XLIX, Abth. 2, p. 231-237, 4 pl., 1885).

1. Lieut. Wolf, *Narrative of a Voyage to explore the Shores of Africa, Arabia and Madagascar, performed in H. M. Ships Leven and Barracouta* (direct. by Capt. W. Owen), in-8°, London, 1833, II, p. 231; Journ. R. Geogr. Soc., III, 1833, p. 217.

[2. M. Barrat vient de signaler des calcaires turoniens au Gabon, à Libreville (*Trois coupes du Congo français*, p. 705). D'autre part, M. Choffat a démontré l'existence sur la côte d'Angola d'une série de calcaires crétacés fossilifères, appartenant au Vraconnien, au Cénomanien et à la Craie supérieure (*Matériaux pour l'étude stratigraphique et paléontologique de la province d'Angola*, Mém. de la Société de Physique et d'Hist. Nat. de Genève, XXX; *Coup d'œil sur la géologie de la province d'Angola*, extrait du *Portugal em Africa*, juillet 1895).]

3. Stow, art. cité, Quart. Journ., 1871, p. 497 et suiv. Voir pour la flore et la faune Kraus, *Ueber die geologischen Verhältnisse der östlichen Küste des Kaplandes* (Amtl. Bericht üb. die XX. Versamml. Ges. deutsch. Naturforscher, Mainz, 1842), et Tate, *On some secondary Fossils from South Africa* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIII, 1867, p. 139-175, pl. V-IX).

4. E. Holub und M. Neumayr, *Ueber einige Fossilien aus der Uitenhage-Formation in Süd-Afrika* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XLIV, 1881, Abth. 2, p. 267-276, 2 pl.).

roches paléozoïques des montagnes qui forment la ceinture du Karoo, s'avancent dans la vallée du Sunday-River jusqu'à la base des grès de ce dernier massif, et se montrent plus à l'ouest encore en quelques lambeaux plus petits superposés aux terrains paléozoïques. On peut en conclure que la dénudation du massif paléozoïque dans le Sud de l'Afrique était déjà un fait accompli avant l'époque de la Craie inférieure[1].

Les dépôts d'âge tertiaire ou quaternaire se trouvent également surtout aux environs de la baie d'Algoa. Ils reposent tantôt sur les couches d'Uitenhage, tantôt sur les terrains paléozoïques. Quelques lambeaux de ce genre s'appuieraient même sur les roches anciennes, près de Bredasdorp, au nord du cap des Aiguilles. —

Le troisième groupe apparaît sur la côte du *Natal* et du *pays des Zoulous*. On a vu qu'à l'ouest du Natal, le bord élevé du plateau du Karoo forme l'escarpement du Quathlamba, tandis qu'à l'est, des lambeaux du même Karoo affleurent sur la côte, affaissés et inclinés vers la mer. C'est sur cette côte que, de l'extrémité sud du Natal à la baie de Sainte-Lucie, on trouve des lambeaux de couches marines de la Craie moyenne et supérieure, que Garden, Baily et Griesbach ont décrits[2]. Ils sont horizontaux et en discordance avec les couches inclinées et affaissées des grès du Karoo, ce qui montre que la grande dislocation dont le Quathlamba représente le bord, rongé par l'érosion, s'est produite avant l'époque cénomanienne. Le Crétacé possède ici nettement les caractères que nous lui retrouverons sur la côte orientale de l'Inde.

Le quatrième affleurement connu de couches mésozoïques marines est bien plus au nord, sur la côte Souahéli, près de *Mombaz*. Un premier fossile envoyé par Krapf à O. Fraas, une ammonite trouvée à Kisaloudini, près de Mombaz, avait fait songer à l'horizon supérieur du Callovien; mais une série d'ammonites recueillies

1. Stow a envoyé en Angleterre des coquilles de l'Uitenhage provenant selon lui du Zambèze (art. cité p. 505, note); mais Holub m'assure que ces coquilles proviennent de marchands, et que l'indication de provenance est sans valeur.

2. Garden, *Notice of some cretaceous Rocks near Natal* (Quart. Journ. Geol. Soc., XI, 1855, p. 453); Will. Baily, *Description of some cretaceous Fossils from South Africa* (Ibid., p. 454, 465); Griesbach (Ibid., XXVII, 1871, p. 60-70, pl. III). La première trouvaille a été faite par Fynn en 1824). [Le Crétacé supérieur a, en outre, été signalé dernièrement par R. Bullen Newton à Sofala (20° de lat. S.), où il renferme *Alectryonia angulata* (Journ. of Conchology, VIII, 1896, p. 136). De plus, cet auteur a fait connaître l'existence, dans les mêmes parages, de calcaires éocènes marins bien caractérisés, contenant *Nummulites perforata*, *N. Biarritzensis*, *N. Guettardi*, *N. planulata;* la localité où ces fossiles ont été recueillis en place est située dans le Gaza-land, à 160 kilomètres à l'ouest de l'embouchure du fleuve Bousi (*Note on the Occurence of Nummulitic Limestone in South-Eastern Africa*, Geol. Mag., Dec. 4, VII, 1896, p. 487, pl. XV).]

par les nègres de Hildebrandt et examinées par Beyrich a révélé un étage jurassique plus élevé, le Kiméridgien, avec le même faciès que dans l'Inde, où il est connu sous le nom de *grès de Katrol*[1].

On a donc sur la côte ouest la zone à *Schloenbachia inflata*[2], au sud la série d'Uitenhage, que nous mettons au niveau du Néocomien; au Natal et au Zoulouland, le Cénomanien et le Crétacé supérieur; sur la côte Souahéli, le Jurassique supérieur. Nulle part, même dans les parties les mieux connues de l'Afrique australe, on n'a trouvé jusqu'ici de ces sédiments marins dans l'intérieur. Le massif primitif et paléozoïque, et en dessus les larges lambeaux des dépôts du Karoo, voilà ce dont se composent les hauts plateaux de l'Afrique intérieure, et autant qu'on peut en juger aujourd'hui, les sédiments des mers mésozoïques ne les ont pas atteints. Quant à l'importance qu'offrent ces derniers pour l'histoire de l'océan Indien, elle ressortira de la comparaison que nous allons essayer de faire avec l'Inde.

La presqu'île hindoue. — L'Inde est divisée par les larges plaines alluviales de l'Indus et du Gange en deux parties : la plus septentrionale comprend les grandes chaînes de montagnes, et lorsqu'on parle ici de la presqu'île hindoue, c'est seulement de la partie méridionale qu'il s'agit. A cette division nettement marquée dans le relief s'ajoute à l'ouest, vers l'Indus et au nord de Delhi, une profonde différence de composition et de structure, un contraste semblable à celui qui existe entre les Alpes et leur avant-pays. Ici, l'avant-pays, c'est la péninsule. Toutefois ce contraste, chose curieuse, n'est pas aussi accusé dans le nord-est : on verra que les éléments qui constituent la péninsule se retrouvent très loin vers l'E.N.E., dans l'Assam, au sud du Brahmapoutra, et que le bord externe renversé des hautes chaînes elles-mêmes offre avec la péninsule certaines analogies, sinon par sa structure, du moins quant à la succession des terrains.

Le levé géologique de l'Inde, confié à une série de spécialistes

1. O. Fraas, Württemb. Jahreshefte, XV, 1859, p. 356; Beyrich, *Ueber jurassische Ammoniten von Mombassa* (Monatsber. Akad. Berlin, 8 mars 1877, p. 96-103). [On sait aujourd'hui que ces lambeaux jurassiques, dont l'âge va du Callovien au Tithonique et dont la faune présente d'étroites analogies avec celle de l'Europe et de l'Inde, s'étendent vers le sud, dans l'Ousaramo, jusqu'au Roufidji (K. Futterer, *Beiträge zur Kenntniss des Jura in Ost-Afrika*, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLVI, 1894, p. 1-49, pl. I-VI; E. Freiherr Stromer von Reichenbach, *Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika*, in-8°, München-Leipzig, 1896, p. 14-22, carte).]

[2. Il faut y ajouter aujourd'hui le Crétacé supérieur, de même que l'Éocène sur la côte orientale (voir la note 2 de la page précédente).]

éminents, a déjà fait de tels progrès qu'on voit dès aujourd'hui se dégager nettement les grandes lignes de la structure du pays. L'étude de ces volumineux travaux a d'ailleurs été facilitée dans une large mesure par le résumé d'ensemble publié en 1879 par Medlicott et W. Blanford[1], tableau qne vient compléter d'une façon très heureuse le mémoire de Waagen sur la répartition des organismes fossiles[2]. C'est à ces documents et aux publications du Service géologique postérieures à 1879 que nous empruntons les faits suivants.

Bien que la péninsule renferme des montagnes de hauteur respectable, on n'y voit cependant, à l'exception de l'antique massif des Arvali, au nord-ouest, pas une seule chaîne dont la direction soit déterminée par l'allure des couches. Tout n'est que débris de plateaux, dénivelés par des failles ou rongés par l'érosion. Les Sahyadri ou Ghâtes occidentales, les monts Satpoura au sud de la Narbada, comme les monts Vindhya au nord, sont seulement les bords de grands plateaux. Les plus hautes cimes des Nilgiris, qui s'élèvent à plus de 8 000 pieds [2 440 m.] dans les airs, sont des fragments tabulaires du même massif; la plus haute montagne des Satpoura méridionales, le Pachmarhi, qui mesure 4 380 pieds [1 334 m.], est formée de grès en strates horizontales; et le sommet culminant des Sahyadri du nord, le Mahableshwar (4 540 pieds) [1 383 m.], est un lambeau d'une nappe horizontale de basalte.

Dans la constitution de la péninsule entrent plusieurs éléments très différents. D'abord, le *terrain archéen*, formé surtout de gneiss, auquel s'associent toute une série de schistes très anciens, y compris le groupe de quartzites et de schistes que les géologues de l'Inde appellent *Transition* ou *Sub-Metamorphic Rocks*, et qui, au point de vue tectonique, se rattachent étroitement aux roches archéennes[3]. Le second élément est le *groupe des Vindhya*,

1. H. B. Medlicott and W. T. Blanford, *A Manual of the Geology of India*, in-8°, 2 vol., carte, Calcutta, 1879. [Une 2e édition, refondue et mise à jour par R. D. Oldham, avec carte au 1 : 6 082 560, a paru en 1893. Voir un résumé de cet ouvrage, par G. Ramond, Annuaire géol. univ., X, p. 596-654 (publié aussi à part sous le titre de *Géologie des Indes Anglaises*, in-8°, 93 p. Paris, 1895).] Étant donnée la difficulté d'arriver à une orthographe à peu près homogène dans un ouvrage comme le nôtre, j'ai préféré garder pour l'Inde celle du Service géologique; il en résulte, il est vrai, de nouvelles difficultés en ce qui concerne les sifflantes, dans le nord; à cet égard, j'ai suivi le système de Richthofen (*China*, I, p. XXI, et 190, note); mais il était impossible d'éviter des inconséquences.

2. W. Waagen, *Ueber die geographische Vertheilung der fossilen Organismen in Indien* (Denkschr. k. Akad. Wiss., Wien, XXXIX, Abth. 2, 1878, p. 1-28, carte).

[3. A cet ensemble appartient notamment la grande série aurifère du Sud de l'Inde (Maïssour, États du Nizam, etc.), que R. B. Foote a fait connaître sous le nom de *Dharwar System* (*Notes on the Geol. of parts of Bellary and Anantapur Districts*, Rec.

série de couches d'origine incontestablement détritique : grès, schistes et calcaires, qui semblent correspondre à une partie de la période paléozoïque, mais qui, chose singulière, n'ont encore fourni aucune trace d'organismes, bien que les fossiles paléozoïques ne soient pas rares dans les hautes chaînes du nord. Ensuite vient le *groupe du Gondwana :* ce sont des grès à empreintes végétales et à restes de reptiles, parfois riches en charbon; la partie inférieure est l'équivalent du Karoo, mais les couches supérieures s'étendent au delà de l'époque du Karoo jusqu'à celle des formations d'Uitenhage, et présentent comme elles près de la côte des intercalations de couches marines. Les formations sublittorales de l'Afrique australe se retrouvent avec peu de modifications dans l'Inde, mais en présentant toutefois un cachet spécial. Enfin il faut citer, comme un élément à part, des épanchements éruptifs qui recouvrent une grande partie du territoire, et qu'on désigne d'ordinaire sous le nom générique de *trapp du Dekkan.*

Le terrain archéen, mis à découvert par l'érosion, occupe une bonne partie de la surface de la péninsule. C'est surtout le gneiss qui constitue l'île de Ceylan, le cap Comorin, les Ghâtes occidentales jusqu'au 16e parallèle, et aussi, sauf de courtes interruptions, toute la côte orientale de la péninsule jusqu'au coude du Gange. Ce massif de gneiss s'étend donc depuis Pointe de Galle sur environ 19 degrés de latitude vers le nord. Il comprend tout le Sud de l'Inde et tout le Maïssour, et disparaît vers l'ouest sous le trapp du Dekkan et sous les terrains stratifiés; on le retrouve encore en Assam, de l'autre côté du Gange.

A ce noyau principal de roches archéennes viennent s'ajouter deux massifs secondaires. Le premier, affectant la forme d'un demi-cercle irrégulier, est celui du Bundelkhand; son extrémité nord-ouest est située près de Gwalior. Le second, qui se décompose en une série de plis et de croupes allongées, forme les monts Arvali, au nord-ouest de la péninsule.

Les monts Arvali représentent une des plus anciennes chaînes de plissement qu'il nous soit donné de contempler sur le globe. Hacket en a fait connaître en détail le centre et la partie orientale, entre le 24e et le 29e parallèle, sur plus de 500 kilomètres de lon-

Geol. Surv. Ind., XIX, 1886, p. 97-111, carte; *The Dharwar System*, Ibid., XXI, 1888, p. 40-56, carte, et XXII, 1889, p. 17-39). Ce sont des schistes plus ou moins cristallins et des quartzites, remplissant d'étroits synclinaux parallèles, qui s'allongent du N.N.W. au S.S.E., comme la côte du Malabar. Le plissement de cette série est antérieur au dépôt des terrains paléozoïques.]

gueur[1]. L'Arvali longe suivant la direction N. 36° E. le bord du désert du Radjpoutana, et s'émiette dans le nord en crêtes multiples, finissant en simples collines dans le désert, et dont les derniers contreforts s'avancent jusqu'à Delhi. Seuls, le gneiss et les schistes et quartzites anciens constituent ces chaînes plissées, dont la haute antiquité ressort du fait qu'elles sont recouvertes en discordance par quelques lambeaux horizontaux du groupe des Vindhya. Vers le sud-est, une faille très longue, parallèle aux plis, termine brusquement l'Arvali du côté d'un vaste plateau formé par les couches horizontales des Vindhya. Cette longue faille suit la rivière Chambal à quelque distance dans le nord, et son prolongement atteindrait la Djamna en amont d'Agra.

Remarquons que la direction de cet antique plissement est absolument indépendante de l'allure des hautes chaînes actuelles de l'Inde. —

Partout où affleurent les couches des Vindhya, dans le nord de la péninsule, elles sont horizontales comme au voisinage de l'Arvali.

Dans l'extrême nord, des deux côtés du Chenab, s'élèvent les monts isolés de Korana, dont les roches rappellent celles de la série des quartzites et des schistes anciens de l'Arvali, et dont les crêtes abruptes s'allongent du N.E. au S.W. Leur altitude maxima est de 957 pieds au-dessus de la plaine [291 m.]. Ce petit groupe est pour nous d'un grand intérêt, parce qu'il s'avance jusqu'à 65 kilomètres de la bordure des grandes chaînes plissées. —

Au nord de Madras, les Ghâtes orientales suivent la côte jusque vers le cours inférieur de la Kistna; elles sont constituées par des roches archéennes et s'appellent ici Ghâtes de Nellore ou *monts Vellakonda*. King et Foote ont montré que cette large croupe est bornée à l'ouest par une faille, le long de laquelle un grand lambeau de couches des Vindhya s'est affaissé. Ce lambeau a la forme d'un croissant : son extrémité septentrionale est presque sur le 17e parallèle, au nord de la Kistna; son extrémité sud se trouve vers 13° 20′, au nord-ouest de Madras. Le bord occidental est plus arrondi que le bord oriental, qui correspond à la faille des monts Vellakonda. Il y a là, comme l'indiquent des plis aigus et des chevauchements, un fragment d'une antique et vaste chaîne de montagnes, qui est toutefois postérieure à l'Arvali, car le plissement

1. C. A. Hacket, *On the Geology of the Arvali Region* (Rec. Geol. Surv. Ind., XIV, 1881, p. 279-303, carte).

a affecté les couches des Vindhya. Cette poussée s'est fait sentir de l'est à l'ouest[1].

Ce massif plissé, auquel se rattachent les sauvages montagnes de quartzite de Nagari et de Tripetti, près de Madras, représente, tout ancien qu'il soit, la trace la plus moderne qu'une poussée tangentielle ait laissée sur le sol de la péninsule; comme l'Afrique australe, l'Inde est restée au moins depuis l'époque carbonifère exempte de tout plissement de quelque étendue. Les failles et les affaissements n'en ont que plus d'importance. Ces dislocations ont affecté aussi une partie du revêtement formé par les couches à plantes du Gondwana, dont il convient d'examiner d'abord l'ordre de succession.

Cette série commence par l'*étage de Talchir*. Ce sont des schistes à grain très fin et des grès tendres, avec intercalations de blocs de toutes dimensions, depuis de petits cailloux jusqu'à des quartiers de rochers pesant 30 tonnes. Les gros blocs gisent parfois au milieu d'une boue extrêmement fine: Blanford, Oldham et Fedden croient à un phénomène de transport glaciaire[2]. L'analogie avec le conglomérat de Dwyka, qui, dans l'Afrique du Sud, forme l'étage inférieur du groupe du Karoo, est des plus frappantes. Acceptant la classification de Feistmantel, basée sur l'étude des plantes fossiles, nous comprenons également dans cette série inférieure l'étage des couches à charbon de Karharbari. Les *Gangamopteris* sont fréquentes dans ces assises inférieures et le genre *Glossopteris* y est abondamment représenté[3].

Le terme suivant, fossilifère et charbonneux, correspond à l'*étage de Damuda*, dont les assises les plus récentes, à la partie supérieure, les schistes de Mangli, renferment un Labyrinthodonte caractéristique, le *Brachyops laticeps*.

1. W. King jun., *On the Kadapah and Karnul Formations in the Madras Presidency* (Mem. Geol. Surv. Ind., VIII, 1872, p. 259-265); R. Br. Foote, *Sketch of the work of the Geological Survey in Southern India* (Journ. of the Madras Liter. Soc., 1882, in-8°, p. 18).

2. Blanford, *Description of the Geology of Nagpur* (Mem. Geol. Surv. Ind., IX, 1872, p. 324); F. Fedden, *On the Evidences of Ground-Ice in tropical India during the Talchir period* (Records Geol. Surv.Ind., VIII, 1875, p. 16-18). [Parmi les nombreux travaux qui ont été consacrés à cette question, on peut citer W. Waagen, *Die Carbone Eiszeit* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVII, 1887, p. 143-192; trad. Rec. Geol. Surv. Ind., XXI, 1888, p. 89-130, et XXII, 1889, p. 69-71; voir aussi R. D. Oldham, Quart. Journ. Geol. Soc., L, 1894, p. 463-470).]

3. Ott. Feistmantel, *A Sketch of the history of the fossils of the Indian Gondwana-system* (Journ. Asiat. Soc. Bengal, L, part 2, 1881, p. 168-219). [Voir aussi O. Feistmantel, *The Fossil Flora of the Gondwana System*, 4 vol. in-4°, Calcutta, 1877-1886, Palæontol. Ind., ser. II, XI, XII).]

En troisième lieu vient l'*étage de Panchet*, avec *Labyrinthodon* et restes de *Dicynodon*. Il termine le groupe inférieur du Gondwana.

Comme l'indique la présence de plusieurs espèces de plantes identiques et du genre *Dicynodon*, ces trois étages correspondent au conglomérat de Dwyka et probablement à l'ensemble des couches du Karoo inférieur, aux couches de Beaufort et des Stormberge dans l'Afrique australe. On n'y a pas trouvé la moindre trace d'animaux marins. Ils peuvent être rapportés, pour beaucoup de raisons, à l'ensemble de la période comprise entre le dépôt du grès rouge permien et la fin de l'époque triasique.

Nous plaçons donc d'une façon générale le Gondwana inférieur sur l'horizon du Karoo; quant au *Gondwana supérieur*, plusieurs indices parlent en faveur d'un âge plus récent, bien que le genre *Glossopteris*, par exemple, s'y trouve aussi représenté.

On rencontre dans l'étage qui forme la base du Gondwana supérieur des genres tels que *Sphenopteris, Thinnfeldia, Taeniopteris*, à côté de nombreuses cycadées, *Palyssia, Cunninghamites*, etc. Les couches un peu plus élevées de l'étage de Kota et de Maleri renferment des restes de vrais sauriens, tels que *Parasuchus*, et des poissons, tels que *Dapedius, Lepidotus, Tetragonolepis*, que nous sommes habitués, en Europe, à rencontrer surtout dans le Lias. Puis vient une longue série de couches à plantes terrestres encore plus récentes, dont les dernières, les couches d'Umia, alternent le long du littoral avec des couches marines, comparables, comme on le verra, à celles qui sont interstratifiées dans la série d'Uitenhage.

Dans l'Afrique australe, nous avons vu les couches puissantes du Karoo reposer horizontalement sur un socle plus ancien; elles forment les montagnes tabulaires de l'intérieur et le grand escarpement du Quathlamba. Elles ne supportent aucun sédiment plus moderne. Plus bas, à leur pied en quelque sorte, des couches bien plus récentes à plantes terrestres alternent avec les dépôts marins d'Uitenhage. La discordance est absolue.

Dans l'Inde, il existe de même une discordance profonde entre le Gondwana inférieur et le Gondwana supérieur. Il y a pourtant une différence entre les deux régions, en dehors de la différence d'âge des couches d'Uitenhage (Néocomien?) et du Gondwana supérieur (Lias?), c'est que les grands lambeaux du Gondwana inférieur ne forment pas de hauts plateaux continus comme ceux de l'Afrique; l'Inde a été le théâtre d'une dénudation puissante, et les principaux affleurements du Gondwana inférieur doivent surtout leur conservation à la circonstance de s'être affaissés dans le massif de gneiss,

à la suite d'effondrements survenus avant le dépôt du Gondwana supérieur. La grande dénudation a eu lieu ensuite, avant ou pendant le dépôt d'une partie des couches du Gondwana supérieur, de sorte qu'on observe en bien des points une transgression de celles-ci. De plus, ces couches supérieures ne sont pas restreintes à la région côtière, elles s'étendent au contraire jusque dans le centre du pays.

Les couches à charbon du Gondwana inférieur rappellent donc avant tout par leur répartition les lambeaux et les bandes de Carbonifère et de Trias affaissés dans le massif archéen du Plateau Central de la France, et dont le grand fossé compris entre le Creusot et Montchanin nous offre un exemple si instructif. Longtemps les ingénieurs les plus expérimentés d'Europe se sont refusés à admettre la connexion primitive de ces lambeaux dispersés et la possibilité d'affaissements aussi grandioses, que rien, souvent, ne révèle plus à la surface du sol. Ces longues bandes houillères passaient pour des formations locales, constituées dans des vallées ou des bassins distincts, et il a fallu pour changer la théorie bien des démonstrations palpables fournies par l'exploitation et par les sondages. Il convient d'autant plus de remarquer que, depuis longtemps déjà, la sagacité de Blanford avait reconnu dans l'Inde le véritable état des choses.

Les principaux affleurements du Gondwana inférieur, exception faite de l'Assam et du Sikkim, sont les suivants :

D'abord une longue traînée de petits lambeaux affaissés, aux contours irrégulièrement allongés, commençant, du côté de la plaine alluviale du Gange, près de Raniganj, au nord-ouest de Calcutta, au bord du massif de gneiss; elle suit d'abord à peu près le cours de la Damuda, puis, au sud de Hazaribagh, traverse en biais le Chota Nagpore. Cette traînée se prolonge vers l'ouest par le vaste bassin houiller de South Rewah, qui se poursuit vers l'W. S. W. dans la direction de Jubbulpore, longeant de près le bord septentrional du bras que projette vers l'est le grand massif de trapp du Dekkan. De Jubbulpore, on atteint dans la même direction W. S. W., au sud de la Narbada, après une très courte interruption due à une couverture de trapp, le bassin houiller de Satpura, qui est orienté de même, et disparaît ensuite sous le trapp. Cette série forme donc comme un long arc de cercle plus ou moins discontinu à travers une grande partie de la péninsule, depuis le cours moyen de la Narbada jusqu'aux alluvions de la plaine inférieure du Gange.

Une deuxième traînée de grands lambeaux s'étend du Chota Nagpore vers le sud-est, comprend le bassin houiller de Talchir

et atteint la limite du gneiss près de Cuttack et des bouches du Mahanadi.

Une troisième traînée, à laquelle se rattachent peut-être les lambeaux d'Ellichpur, visibles au milieu des épanchements de trapp, surgit de dessous le bord oriental de cette nappe; s'étendant vers le sud-est comme la précédente, elle suit une partie du cours du Godavari et atteint près de Rajamahendri le bord du massif de gneiss.

Étudions, à titre d'exemples, quelques-uns de ces bassins, en partant de Raniganj, à l'extrémité orientale de la première traînée. C'est ici que Blanford, il y a longtemps déjà, reconnut l'importance des failles. Il montra que ce bassin houiller, abstraction faite des accidents secondaires, a été coupé au sud par un affaissement gigantesque atteignant certainement au moins 9000 pieds [2743 m.], et dépassant peut-être même 12000 pieds [3657 m.]. Les couches les plus anciennes, sur le bord septentrional du bassin, reposent sur le gneiss; elles sont inclinées vers le sud. Des couches plus récentes leur succèdent dans cette direction, et toute cette série si puissante se termine brusquement à la faille méridionale[1].

Le bassin de Karharbari près d'Hazaribagh, peu étendu mais important, est limité, d'après Hughes, du côté du nord comme du côté du sud, par des failles E.-W. Ce serait donc une véritable *fosse*, bien que l'amplitude verticale des failles soit médiocre[2]. D'une manière générale, il semble que, le long de la Damuda, ce soit toujours la partie sud des grands lambeaux qui est affaissée, comme à Raniganj[3].

Le bassin de South-Rewah, qui s'étend sur plus de 300 kilomètres au sud de la rivière Sone, est encore peu connu. Son extrémité orientale, par laquelle il semble se relier, entre les rivières Rer et Kunhur, à la traînée de la Damuda, est d'après Griesbach une véritable *fosse* affaissée entre deux failles presque parallèles, au nord et au sud[4]. Du côté de l'ouest, près de la Sone, le bord de ce grand bassin est rectiligne, orienté E. S. E., et coïncide très proba-

1. Blanford, *On the geological structure and relations of the Raniganj Coal-Field* (Mem. Geol. Surv. Ind., III, 1861, part 1, p. 149-153).

2. T. Hughes, *The Kuhurburi Coal-Field* (Ibid., VII, 1871, p. 222 et suiv.). [Voir aussi W. Saise, *The Giridh (Karharbari) Coal-Field* (Rec. Geol. Surv. Ind., XXVII, 1894, p. 86-100, cartes et coupes).]

[3. Th. H. Ward, *Report on a Survey of the Jherria Coal-Field* (Rec. Geol. Surv. Ind., XXV, 1892, p. 110-113, carte et coupes).]

4. Griesbach, *Geology of the Ramkola and Tatapani Coal-Field* (Mem. Geol. Surv. Ind., XV, 1880, p. 141).

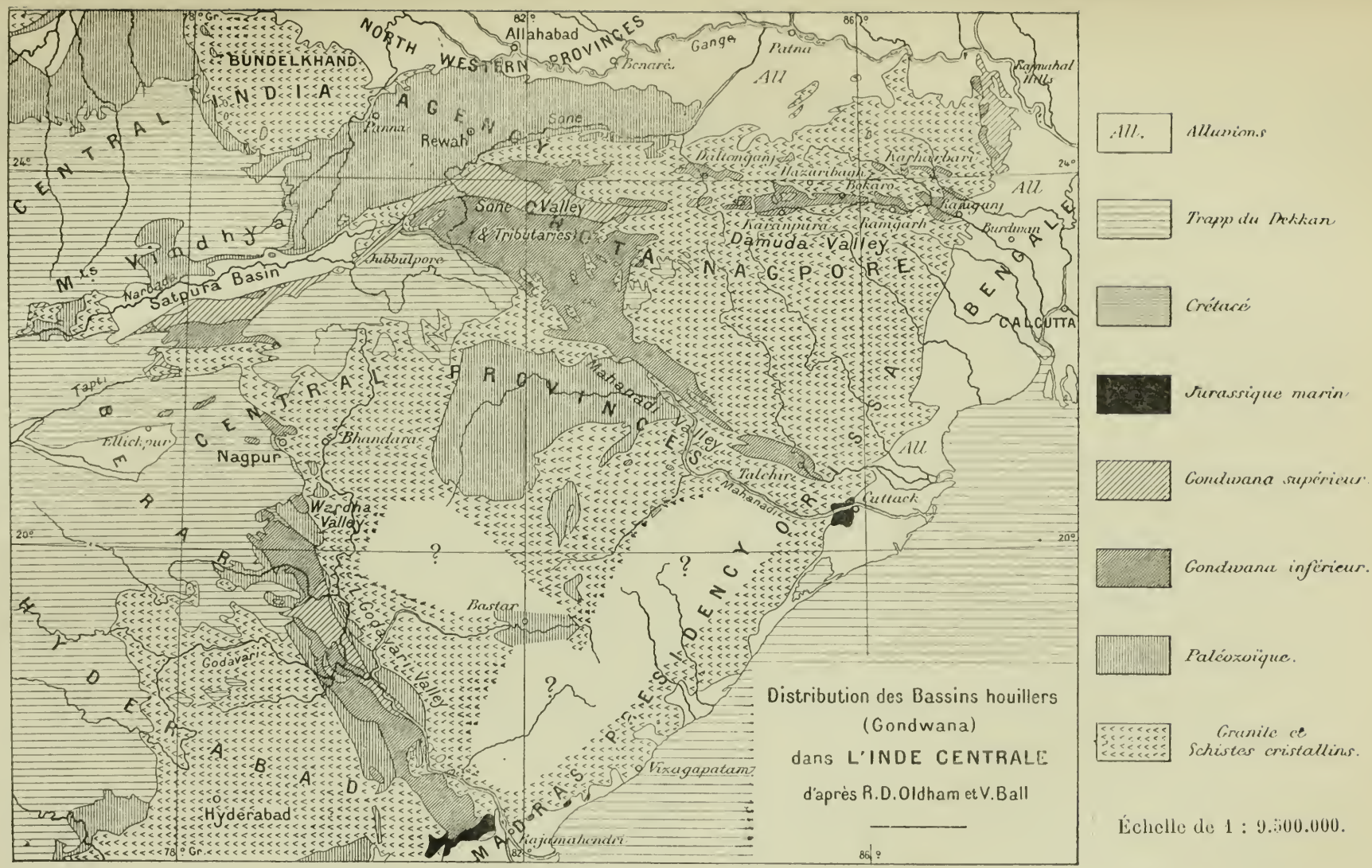

Distribution des Bassins houillers
(Gondwana)
dans L'INDE CENTRALE
d'après R.D. Oldham et V. Ball
Échelle de 1 : 9.500.000.
All. Alluvions
Trapp du Dekkan
Crétacé
Jurassique marin
Gondwana supérieur
Gondwana inférieur.
Paléozoïque.
Granite et Schistes cristallins.
NORTH WESTERN PROVINCES
CENTRAL INDIA AGENCY
BUNDELKHAND
Allahabad
Benaré
Gange
Patna
All
Rajmahal Hills
Panna
Rewah
Sone
Daltonganj
Hazaribagh
Karharbari
Bokaro
Ramgarh
Ranigunj
Burdwan
Sone Valley (& Tributaries)
Damuda Valley
Karanpura
CHOTA NAGPORE
Jubbulpore
Vindhya Mts
Narbada
Satpura Basin
BENGALE
CALCUTTA
Tapti
Ellichpur
BERAR
CENTRAL PROVINCES
Nagpur
Bhandara
Mahanadi Valley
Talchir
ORISSA
Cuttack
Wardha Valley
Bastar
Godavari
Godavari Valley
HYDERABAD
Hyderabad
MADRAS PRESIDENCY
Vizagapatam
Rajamahendri

Fig. 76.

blement avec une cassure; les couches du Gondwana supérieur y débordent en transgression sur le massif ancien[1].

Le bassin de Satpura, abstraction faite de petits lambeaux visibles au bord du grand massif de trapp, mesure environ 180 kilomètres de longueur; il est situé au sud de la Narbada et court à peu près parallèlement à ce fleuve. Dans ce bassin, comme dans la partie ouest de celui de South-Rewah, les couches du Gondwana inférieur plongent vers le nord, et le bord septentrional représente peut-être une faille. Toutefois, on trouve des couches du Gondwana supérieur en transgression sur les parties jusqu'ici explorées de cette ligne de fracture hypothétique, ce qui démontre qu'ici encore le grand affaissement se serait produit avant le dépôt d'une partie au moins du Gondwana supérieur[2].

Je n'ai pas l'intention de multiplier ces exemples; ils ont seulement pour but de montrer quelles énormes cassures linéaires ont affecté le massif de la péninsule hindoue, après le dépôt du Gondwana inférieur et avant celui d'une partie de la série supérieure[3].

Quittons maintenant les bassins houillers du centre et passons à la zone côtière de l'est, si importante pour la connaissance de l'histoire géologique de l'Inde.

Un des plus curieux résultats de l'exploration géologique de la péninsule hindoue est d'avoir prouvé que, depuis le milieu de l'époque mésozoïque, le bord oriental du grand massif de gneiss a constamment servi de ligne de rivage. Les horizons inférieurs des couches à plantes terrestres, dont nous venons de suivre dans l'intérieur du pays les lambeaux affaissés, épargnés par la dénudation, font complètement défaut sur ce bord externe, à part quelques petits lambeaux situés dans l'extrême nord; la série des dépôts commence par le groupe de Rajmahal, qui correspond à la base du Gondwana supérieur. Aux couches supérieures à plantes terrestres sont associés çà et là des sédiments marins, ce qui n'est jamais le cas dans l'intérieur; enfin elles sont parfois recouvertes de couches marines

1. Medlicott and Blanford, *Manual*, I, p. 201; Hughes, *Notes on the South Rewah Gondwana Basin* (Rec. Geol. Surv. Ind., XIV, 1881, p. 126-138). [Voir aussi Hughes, *The Southern Coal-Fields of the Rewah Gondwana Basin* (Mem. Geol. Surv. Ind., XXI, part 3, 1885, p. 137-249, cartes).]

2. *Manual*, I, p. 215, 216. [Voir E. A. Jones, *The Southern Coal-Fields of the Satpura Gondwana Basin* (Mem. Geol. Surv. Ind., XXIV, part 1, 1887, p. 1-58, 2 cartes).]

3. Dans la région de Talchir, sur le Brahmani au nord-ouest de Cuttack, le bord septentrional est faillé et l'inclinaison générale des couches est vers le nord, tandis que la grande traînée du Godavari, coupée de failles à l'intérieur, n'en paraît pas moins un dépôt entre rivages primitivement parallèles et rectilignes (W. King, *The Geology of the Pranhita-Godavari Valley*, Mem. Geol. Surv. Ind., XVIII, 1881, p. 169).

plus récentes encore, qui ne pénètrent pas non plus dans l'intérieur du pays.

La plaine étroite qui précède le pied des Ghâtes occidentales ne renferme aucun dépôt mésozoïque; on trouve seulement à Quilon et au sud de cette ville un grès bigarré d'âge post-tertiaire; dans l'est on l'appelle *grès de Cuddalore*. On en voit encore un lambeau à Nagarcoil, à environ 20 kilomètres au nord du cap Comorin[1]. Nous passons maintenant à la côte orientale, en faisant remarquer qu'on n'a pas encore signalé de terrains mésozoïques à Ceylan.

Au nord de Trichinopoly, et tout près de cette ville, vers le 11e degré de lat. N., les premiers affleurements des couches de Rajmahal apparaissent au bord du massif de gneiss. Des couches crétacées marines les recouvrent ou reposent directement sur le gneiss jusque vers Pondichéry et peut-être même jusqu'à Sripermatur, près de Madras. Stoliczka en a fait l'objet d'études détaillées[2]. Il faut en retenir que le Cénomanien, le Turonien et le Sénonien d'Europe y sont représentés par trois étages distincts, dont la faune diffère par plus d'une particularité essentielle de la faune crétacée de l'Europe et du Nord de l'Afrique, tandis qu'elle offre des analogies frappantes avec celle du Natal[3]. Le Crétacé est recouvert de lambeaux de grès de Cuddalore.

Les lambeaux de couches de Rajmahal s'étendent le long de la bordure gneissique vers le nord, et prennent une grande extension près de Madras sous les alluvions modernes. On trouve près de Sripermatur des ammonites mal conservées et d'autres fossiles que Stoliczka a attribués au Jurassique supérieur, mais que Waagen rattache au Néocomien[4].

1. W. King, *General Sketch of the Geology of the Travancore State* (Rec. Geol. Surv. Ind., XV, 1882, p. 87-93); *The Warkilli Beds and reported associated deposits at Quilon* (Ibid., p. 93-102). J'ai passé sous silence les anciennes indications de Cullen sur la présence de fossiles marins dans les calcaires de Quilon, à cause des doutes qu'elles soulèvent. [Voir aussi R. B. Foote, *On the Geology of South Travancore* (Rec. Geol. Surv. Ind., XVI, 1883, p. 20-35, carte); Ph. Lake, *The Geology of South Malabar, between the Beypore and Ponnani Rivers* (Mem. Geol. Surv. Ind., XXIV, part 3, 1890, carte).]

2. H. F. Blanford, *On the Cretaceous and other Rocks of the South Arcot and Trichinopoly Districts* (Mem. Geol. Surv. Ind., IV, 1865, p. 1-127, carte); F. Stoliczka, *Cretaceous Fauna of Southern India*, 1865-1871 (Palaeontol. Indica). [Voir aussi Fr. Kossmat, *Untersuchungen über die südindische Kreideformation* (Beitr. zur Paläont. Oesterr.-Ung. u. d. Orients, herausgeg. von W. Waagen, IX, 1895, p. 97-203, pl. XV-XXV).]

3. Medlicott and Blanford, *Manual*, I, p. 292. [Voir aussi Fr. Kossmat, *Die Bedeutung der südindischen Kreideformation für die Beurtheilung der geographischen Verhältnisse während der späteren Kreidezeit* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLIV, 1894, p. 459-478; trad. Rec. Geol. Surv. Ind., XXVIII, 1895, p. 39-55), H. Warth, *The cretaceous Formation at Pondicherry* (Rec., XXVIII, 1895, p. 15-21).]

4. R. Br. Foote, *On the Geology of parts of the Madras and North Arcot Districts*

L'étage de Rajmahal a laissé plus loin encore des traces, au delà de Nellore et de Guntur[1], puis il disparaît de nouveau entre la Kistna et le Godavari sous une série de couches plus complète, que W. King a décrites d'une façon très instructive et qui doit arrêter un instant notre attention[2].

Le puissant Godavari traverse le massif de gneiss dans une gorge profonde, et en sort à Rajamahendri (17° de lat. N.), où commence son vaste delta. A l'ouest du fleuve, le bassin houiller du même nom, remarquable par l'allure rectiligne et parallèle de ses bords, et dirigé du S.E. au N.W., atteint la limite orientale du massif de gneiss; il est formé par les assises inférieures du Gondwana, et, *en travers de son extrémité*, on trouve, en discordance complète, les couches de Rajmahal du Gondwana supérieur, qui suivent la direction de la côte et du bord du massif gneissique. Il ne peut y avoir ici aucun doute que le bord du massif de gneiss est de formation postérieure aux couches de Gondwana, affaissées dans le bassin houiller, et antérieure aux couches de Rajmahal, qui accompagnent la zone sublittorale.

A la base des couches qui s'appuient sur le gneiss et reposent en travers du bassin houiller, on n'a rencontré que la flore de Rajmahal. Plus haut viennent des schistes renfermant une flore un peu différente et des fossiles marins mal conservés, comme à Sripermatur, et enfin des grès où apparaissent, outre quelques coquilles peu déterminables, *Trigonia ventricosa* et *Trigonia Smeei*. La première est un fossile caractéristique d'Uitenhage : ce fait constitue une nouvelle et importante analogie avec l'Afrique Australe. Les couches crétacées de Trichinopoly ne sont pas connues dans le delta du Godavari; par contre, on trouve près de Rajamahendri un lambeau de nappe basaltique intimement rattaché à des couches marines fossilifères d'âge tertiaire inférieur ou crétacé, et dont la formation semble remonter, par conséquent, à la longue période pendant laquelle, fort loin de là, les masses éruptives du Dekkan se sont accumulées.

Sur le basalte repose le grès de Cuddalore. —

Le lambeau suivant s'appuie sur le bord du massif de gneiss près de Cuttack, au point où le Mahanadi sort des terrains primitifs,

lying North of the Palar River (Mem. Geol. Surv. Ind., X, 1873, p. 63-124); Waagen, *Jurassic Fauna of Kutch* (Palaeont. Indica), I, p. 236 et *Geogr. Verbreit., etc.*, p. 12.

1. R. Br. Foote, *On the geological Structure of the Eastern Coast from Lat. 15° Northward to Masulipatam* (Mem. Geol. Surv. Ind., XVI, 1880, p. 49-80, carte).

2. W. King, *The Upper Gondwanas and other Formations of the Coastal Region of the Godavari District* (Ibid., XVI, 1880, p. 195-264 et carte).

vers 20° 30′ de lat. N. On n'y a observé que les couches à plantes de Rajmahal[1].

A partir de ce point, la côte actuelle s'écarte de la bordure gneissique et celle-ci se poursuit à l'intérieur des terres dans la direction du grand coude du Gange. De la rivière Mor, par 24° de lat. N., jusqu'au Gange par 25° 20′, cette bordure est flanquée de couches à plantes terrestres avec coulées basaltiques anciennes intercalées : ce sont les monts de Rajmahal, que nous avons si souvent nommés. Le gneiss atteint le Gange à Colgong. Sa limite orientale est marquée par des failles, à en juger d'après les observations de Ball. Contre cette bordure paraissent d'abord de petits lambeaux appartenant à l'horizon de Talchir, puis, en transgression sur une partie de cet étage, les couches de Damuda, appartenant également au Gondwana inférieur; enfin les couches de Rajmahal, qui sont très développées et renferment les nappes et les filons basaltiques de cette région. Cette partie nord de la bordure se distingue donc de la partie méridionale par la présence de restes du Gondwana inférieur et de basaltes anciens, et par l'absence de couches d'origine marine. Ball confirme ce que Blanford avait annoncé, à la suite de l'étude du bassin houiller de Raniganj : à savoir que les éruptions basaltiques du Bengale sont postérieures non seulement au Gondwana inférieur, mais aussi aux grandes failles de cette région; les couches de Rajmahal ont été à peine dérangées depuis l'époque de leur dépôt et les failles y sont fort rares; enfin les épanchements de lave, au sud du coude du Gange, ont probablement marqué la fin d'une grande période de bouleversements[2].

Après avoir suivi de Trichinopoly au Gange, c'est-à-dire entre le 11e parallèle et celui de 25° 20′, les couches appuyées contre le gneiss, jetons un coup d'œil sur les montagnes de l'Assam, situées au delà de la dépression du Gange, en dehors de la péninsule proprement dite.

De même que les monts de Rajmahal s'élèvent au coude du Gange, de même on trouve une rangée de hauteurs au coude du Brahmapoutra, et certains faits nous la font considérer comme la suite de la première, en dépit de la distance considérable qui les

1. V. Ball, *On the « Atgarh Sandstones » near Cuttack* (Rec. Geol. Surv. Ind., X, 1877, p. 63-68, carte); Feistmantel, *On some fossil Plants from the Atgarh Sandstones* (Ibid., p. 68-70).

2. V. Ball, *Geology of the Rajmehal Hills* (Mem. Geol. Surv. India, XIII, 1877, p. 155-268, carte, surtout p. 221). [Voir aussi C. S. Middlemiss, *On some Palagonite-bearing Traps of the Rajmahal Hills and Deccan* (Rec. Geol. Surv. Ind, XXII, 1889, p. 226-235, 3 pl.).]

sépare. Cette chaîne figure sur les cartes, d'après les peuplades qui l'habitent, sous les noms de Monts Garo, Khasia, Jaintia et Mikir; sa longueur est de plus de 400 kilomètres et la plupart des sommets s'élèvent à une altitude de 4 000 à 6 000 pieds [1 220-1 830 m.]. Le bord septentrional du massif suit la rive sud du Brahmapoutra, tandis que le bord méridional, nettement dessiné, figure un arc de cercle et est successivement dirigé N.W.-S.E., près du Brahmapoutra, puis W.-E., et enfin S.W.-N.E. Nous appellerons ces reliefs massif de l'Assam, ou bien, avec Medlicott, *plateau de Shillong*.

Ce fragment montagneux occupe une position singulière. Au nord se dressent les plis renversés de la bordure de l'Himalaya; au sud il confine aux plis extérieurs des monts Barail et Patkoi, qui font partie des grandes chaînes birmanes se prolongeant vers l'Arrakan, le cap Negraïs et les régions plus méridionales. Il s'élève ainsi entre ces deux grandes zones de plissement qui convergent l'une contre l'autre dans la vallée du Brahmapoutra, et son extrémité nord-est se perd près de Golaghat, vers 94° de long. E. (Gr.), sous les alluvions du grand fleuve.

Medlicott et Godwin-Austin ont fourni les principaux matériaux pour la connaissance de la structure de ce massif[1].

Le versant nord, celui qui regarde le Brahmapoutra, est en pente douce et uniquement formé de gneiss et de granite. Il atteint le fleuve en bien des points, et quelques croupes émergeant des alluvions au nord du fleuve indiquent que les mêmes roches archéennes se poursuivent jusque tout près de la lisière de l'Himalaya[2]. Ce gneiss est absolument semblable à celui qui forme une si grande partie de la péninsule. Il s'élève vers le sud et supporte ici

1. Th. Oldham, *On the geological Structure of a Portion of the Khasi Hills* (Mem. Geol. Surv. Ind., I, 1858, p. 99-210, carte); Medlicott, *The Coal of Assam* (Ibid., IV, 1865, p. 387-442 et *Geological Sketch of the Shillong-Plateau* (Ibid., VII, 1871, p. 151-207; voir le profil d'ensemble, p. 154; Rec. Geol. Surv. Ind., VII, 1874, p. 61; Godwin-Austen, *Notes to accompany a geological Map of a Portion of the Khasi Hills near Longitude* 91° *E.* (Journ. As. Soc. Bengal, XXXVIII, part 2, 1869, p. 1-27, carte); et *Notes on the Geology and physical Features of the Jaintia Hills* (Ibid., p. 151-156); Medlicott and Blanford, *Manual*, II, p. 682-703; T. La Touche, *The Daranggiri Coal Field, Garo Hills, Assam* (Rec. Geol. Surv. Ind., XV, 1882, p. 175-178, carte). [Voir aussi T. D. La Touche, *Note on the Cretaceous Coal-Measures at Borsora in the Khasia Hills* (Ibid., XVI, 1883, p. 164-166); *Report on the Langrin Coal-field, South West Khasia Hills* (Ibid., XVII, 1884, p. 143-146, carte); *Notes on the Geol. of the Garo Hills* (Ibid., XX, 1887, p. 40-43); *Report on the Cherra Poonjee Coal-Field, in the Khasia Hills* (Ibid., XXII, 1889, p. 167-171, 1 pl.); *Report on the Lakadong Coal-Field, Jaintia Hills* (Ibid., XXIII, 1890, p. 14-17, 2 pl.); *Report on the Coal-fields of Lairungao etc. in the Khasi Hills* (Ibid., p. 120-124, 3 pl.).]

2. Mallet a trouvé un de ces dômes de schistes à hornblende sur la rive gauche de la rivière Raidak, par 87°47', à quelques centaines de mètres seulement des couches tertiaires redressées des avant-monts de l'Himalaya; *On the Geology and Mineral Resources of the Darjiling District and the Western Duars* (Mem. Geol. Surv. Ind., XI, 1874, p. 44).

des roches qui pourraient bien être la suite des Vindhya du Behar (au sud de Patna). Plus au sud, aux environs de Shillong, vient une cassure très brusque, accompagnée d'une masse fort épaisse de coulées basaltiques, peut-être la suite des basaltes anciens de Rajmahal.

Par-dessus toutes ces roches, gneiss, vindhyas et basaltes, s'étale au sommet du versant sud du plateau une transgression horizontale de couches fossilifères beaucoup plus récentes. Ce sont d'abord des couches crétacées, semblables à celles de Trichinopoly et du Natal, puis des calcaires nummulitiques et, à ce qu'il semble d'après un certain nombre d'indices, quelques lambeaux d'un étage marin tertiaire plus récent. La constitution des couches crétacées permet de croire que le rivage septentrional de la mer crétacée coïncidait avec ce plateau.

Toutes ces couches horizontales transgressives s'infléchissent suivant une grande flexure le long du bord méridional du massif, qui est très net, puis s'affaissent brusquement dans la profondeur. Au sud de la flexure apparaissent encore quelques lambeaux redressés et fortement plissés des formations tertiaires récentes. —

La côte ouest de la péninsule hindoue diffère très sensiblement de la côte orientale. Depuis le cap Comorin jusqu'au delà de Bombay, elle est formée par les Sahyadri ou Ghâtes occidentales, c'est-à-dire par le rebord même du plateau, et à l'exception du grès post-tertiaire de Cuddalore, près de Quilon, dans l'extrême sud, on ne voit aucun dépôt marin s'appuyer contre cette muraille. Sur tout ce long parcours, la ligne de partage des eaux reste voisine de la côte, rejetant les rivières vers l'est, et c'est seulement dans le Sud qu'une dépression transversale de quelque importance vient l'entamer en donnant accès dans l'intérieur du pays. En dépit de cette apparente continuité, ce gradin comprend deux parties très distinctes. Du cap Comorin (8° de lat. N.) jusqu'au 16e parallèle, c'est le grand massif gneissique de l'est qui le constitue ; de là jusqu'au golfe de Cambaye, vers le 20e parallèle, ce sont les puissants amas de laves et de cendres du Dekkan.

Huit degrés de latitude appartiennent ainsi au gneiss, et quatre aux laves, dont l'âge correspond à peu près à la limite entre le Crétacé et l'Éocène, et s'étend probablement aussi jusque dans cette dernière période[1]. La ligne des côtes passe d'une région à

1. Neumayr, *Die Intertrappean Beds im Dekkan and die Laramiegruppe im westlichen Nordamerika* (Neues Jahrb. für Min., 1884, I, p. 75-76); Duncan, dans Medlicott, *Annual Report for* 1883 (Records Geol. Surv. Ind., XVII, 1884, p. 7).

l'autre sans changer d'aspect ni de direction. Mais cette ligne ne représente pas la limite occidentale des laves. Elles s'étalent largement dans le Kathiawar[1], et leurs nappes extrêmes apparaissent encore dans la zone plissée du Sind. Vers le nord et vers l'est, le grand épanchement se décompose en tables et en buttes isolées (fig. 77); nous avons même rencontré des lambeaux de ce genre près de Rajamahendri, sur la côte est. Il est donc difficile d'évaluer en chiffres l'extension primitive du manteau de basalte. Les géologues de l'Inde se bornent à dire que le chemin de fer de Bombay à Nagpour, sur 825 kilomètres, ne quitte les terrains volcaniques qu'au voisinage immédiat de Nagpour, et que leur extension primitive sur environ 10 degrés de latitude et 16 degrés de longitude est un fait démontré[2].

Les accumulations volcaniques atteignent leur plus grande épaisseur aux environs de Bombay. La masse principale ne renferme que

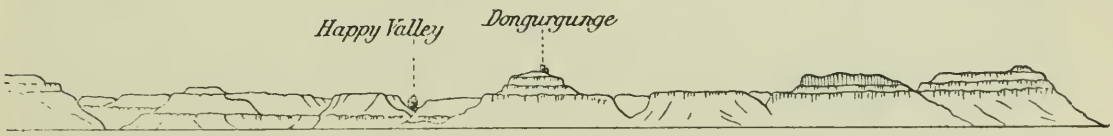


Fig. 77. — Profil des plateaux basaltiques du Dekkan. Environs d'Ahmednuggur (d'après L. S. Fidler et Sykes, *Geol. Transactions*, 2d ser., vol. IV, pl. XXVII, fig. 4, 1835).

des traces de formations terrestres ou d'eau douce : elle ne s'est certainement pas formée sous la mer. Seules les parties extrêmes, dans le Sind et sur la côte orientale, sont associées à des dépôts marins. Quel a dû être le vide créé par ces épanchements ? —

Au point où le golfe de Cambaye sépare la masse principale des laves du Dekkan et le plateau de Kathiawar, des transgressions marines commencent à se manifester, tantôt sous les parties terminales des laves et tantôt par-dessus. La première transgression que l'on observe appartient à l'étage cénomanien. Elle apparaît au nord-est de la baie, vers Baroda, se montre à Bagh sous le bord occidental des laves, et on peut la suivre dans l'intérieur du pays, dans la basse vallée de la Narbada, jusqu'au sud d'Indore. Elle correspond à ce qu'on appelle les *Bagh-Beds*[3].

[1. Fedden, *The Geology of the Kathiawar Peninsula in Guzerat* (Mem. Geol. Surv. Ind., XXI, part 2, 1884, p. 73-136, carte).]

2. Medlicott and Blanford, *Manual*, p. 300.

3. W. Blanford, *On the Geology of the Taptee and lower Narbadda Valleys* (Mem. Geol. Surv. Ind., VI, 1869, p. 163-384, carte). [Voir aussi P. N. Bose, *Geology of the Lower Narbada Valley between Nimawar and Kawant* (Ibid., XXI, pt. 1, 1884, p. 1-72, 3 cartes).]

Mais ces couches cénomaniennes de Bagh n'ont pas la même faune que celles de Natal, de Pondichéry et de l'Assam; elles rappellent au contraire les affleurements du Ras Fartak en Arabie, ainsi que le Cénomanien d'Égypte et de la région méditerranéenne[1]. De ce fait, deux conclusions se dégagent. D'abord, étant donné que le faciès crétacé du Natal et de la côte orientale de l'Inde se retrouve encore beaucoup plus loin vers l'est, notamment au Japon[2], il a dû exister, au temps de la Craie moyenne, deux mers séparées l'une de l'autre : la première s'étendait de l'Europe méridionale à travers l'Afrique du Nord et l'Arabie jusqu'au golfe de Cambaye; l'autre, également très vaste, avait pour limite du même côté le littoral de l'Afrique orientale, la côte est de l'Inde et les montagnes de l'Assam. De plus, ces deux bassins distincts ont dû s'élargir tous deux par transgression à l'époque cénomanienne.

Avec le Crétacé, une série de couches tertiaires, d'origine marine ou fluviale, se montre pour la première fois sur les bords du golfe de Cambaye; ces couches sont postérieures aux laves. Elles s'étendent moins loin vers l'est que les couches crétacées de Bagh, mais elles s'étalent largement au nord-ouest, et ne sont en réalité que le prolongement des puissantes formations tertiaires qui constituent une grande partie des chaînes plissées du Sind. Elles débutent entre la Tapti et la basse Narbada par du calcaire nummulitique, auquel succèdent des couches du Tertiaire moyen à balanes; dans la petite île de Périm, dans le golfe de Cambaye, on trouve des grès avec restes de mastodonte, *Dinotherium*, *Brahmatherium* et autres représentants d'une grande faune terrestre qui compte dix espèces en commun avec la faune des Siwalik, dans les avant-monts de l'Himalaya.

Les termes inférieurs de cette série tertiaire contournent par le sud le plateau basaltique de Kathiawar, et se prolongent vers l'ouest par Katch, puis, au delà de l'Indus, dans la grande chaîne du Sind.

De même qu'à partir des monts de la Birmanie toute la série

[1. Voir P. M. Duncan, *Note ou the Echinoidea of the Cretaceous series of the Lower Narbada Valley, with remarks upon their geological age* (Rec. Geol. Surv. Ind., XX, 1887, p. 81-92, 1 pl.).]

2. E. Naumann, *Ueber das Vorkommen der Kreideformation auf der Insel Yezo*, in-8°, Yokohama, 1880 (Mittheil. deutsch. Ges. für Natur-und Völkerkunde Ostasiens, XXI, 19 p.). L'observation de Szajnocha, que la *Schloenbachia inflata* de la côte ouest d'Afrique se retrouve dans le Crétacé de Pondichéry, est trop isolée pour tirer à conséquence. [Sur la faune crétacée du Japon, voir M. Yokoyama, *Versteinerungen aus der japanischen Kreide* (Palaeontographica, XXXVI, 1890, p. 159-202, pl. XVIII-XXV); K. Jimbo, *Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaido* (Palaeont. Abhandl. herausgegeben von W. Dames u. E. Kayser, n. Folge, II, 1894, p. 149-194, 9 pl.).]

des couches supérieures au Cénomanien déborde de plus en plus sur les terrains gneissiques de l'Assam, ainsi, à partir des chaînes plissées du Sind, la même série de couches empiète sur le bord des massifs anciens de la péninsule jusqu'à la Narbada et au cours inférieur de la Tapti.

Plus près des chaînes du Sind, à Katch, ce sont des couches jurassiques marines qui apparaissent sous les lambeaux avancés des nappes volcaniques. Elles émergent en forme d'îlots du milieu des alluvions modernes et forment quelques plis[1]. Le plissement commence en même temps que les formations marines prennent un développement plus grand. Les couches les plus anciennes qui soient visibles appartiennent à l'époque de la Grande Oolithe. Leur faune, et même jusqu'à un certain point leurs roches oolithiques, leur donnent un cachet européen. Il est un fait bien curieux et bien instructif au point de vue de la signification des limites d'étages : Stoliczka et Waagen ont pu démontrer qu'il existe dans le Jurassique moyen et supérieur de Katch toute une série d'assises caractérisées par les mêmes espèces typiques et se succédant dans le même ordre que dans l'Europe centrale. Nous avons déjà signalé l'un de ces horizons, la zone à *Peltoceras acanthicum* ou grès de Katrol, à Mombaz dans l'Afrique orientale. La série semble se poursuivre sans interruption jusqu'au Tithonique. Au-dessus des horizons nettement jurassiques, on remarque quelques espèces de la faune d'Uitenhage, et plus haut un certain nombre d'espèces de l'Aptien de France[2].

Les couches jurassiques de Katch se poursuivent vers le nord sous la plaine du Radjpoutana, le long des contreforts de l'Arvali, et on les connaît encore à l'ouest de Jesalmir[3]. Nous avons abordé avec elles une région qui se distingue de la péninsule hindoue

1. A. B. Wynne, *Memoir on the Geology of Kutch* (Mem. Geol. Surv. Ind., XI, 1872, p. 1-293, carte); Waagen, *Jurassic Fauna of Kutch*, vol. I, 1875, introduct. et p. 224-238.

2. Voici la série des horizons européens relevés à Katch : groupe de Patcham = Grande Oolithe (à la base *Trigonia*, *Corbula*, etc., au sommet, *Oppelia serrigera*); zones du *Stephanoceras macrocephalum*, du *Perisph. anceps*, du *Peltoc. athleta*, de l'*Amalth. Lamberti* et de l'*Am. cordatus*, du *Peltoc. transversarium*, du *Peltoc. acanthicum* (grès de Katrol = Mombaz en Afrique); par-dessus, l'étage inférieur du groupe d'Umia, avec espèces du Tithonique et du Portlandien. Ensuite, une grande épaisseur de couches à plantes terrestres. L'horizon d'Umia offre des analogies avec Uitenhage : il y existe la *Trigonia ventricosa* d'Uitenhage que l'on trouve sur la côte orientale associée à la *Trigonia Smeei*, et la *Trigonia Smeei* s'y montre également assez haut dans la série des couches à plantes (*Manual*, p. 259). En dessus, on trouve encore des lambeaux d'Aptien. Ceci concorde parfaitement avec ce que nous avons dit de l'âge des couches d'Uitenhage.

[3. Voir R. D. Oldham, *Preliminary note on the Geology of Northern Jesalmer* (Rec. Geol. Surv. Ind., XIX, 1886, p. 157-160, carte).]

par la présence de plissements et par le développement de formations marines; c'est en quelque sorte une région intermédiaire entre l'Inde péninsulaire et les hautes montagnes. Mais les débris de plantes terrestres, intercalés à plusieurs niveaux dans ces couches marines, indiquent que la côte n'était pas loin. —

Madagascar. — Dans ces dernières années, les travaux de Grandidier et des missionnaires anglais ont notablement élargi nos connaissances sur la structure de l'île; voici les traits généraux qu'il est possible d'en dégager[1].

Le centre de Madagascar, à partir du nord de l'île jusqu'au voisinage du 22e parallèle[2], est un massif élevé de granite et de gneiss, qui comprend notamment les provinces de l'Imerina et du Betsileo. Sa hauteur est en moyenne de 1 500 mètres. Il est limité à l'est et à l'ouest par des escarpements, au sud par une chaîne transversale; sa largeur est d'environ 130 kilomètres dans l'Imérina, de 90 à 100 kilomètres vers Sirabé, plus au sud, et de 56 seulement sous le 22e parallèle, où l'on aperçoit les bords est et ouest du haut du mont Kirianga, et où son extrémité méridionale est proche. La ligne de partage des eaux reste tout près du bord oriental.

Lorsqu'on se dirige de la côte est vers Tananarive, on trouve l'escarpement divisé en trois gradins; ceux-ci se réunissent au nord, et au point de jonction se trouve le grand lac Alaotra (17° 20'-17° 40'), à une altitude de 900 mètres. Le gradin intérieur est le plus important et se prolonge dans le sud. Le long de cet escarpement se dressent des montagnes tabulaires isolées, qui sont de for-

1. A. Grandidier, *Madagascar* (Bull. Soc. Géogr., I, 1871, p. 81-108, carte; III, 1872, p. 369-371); *La province d'Imérina* (Ibid., IV, 1883, p. 242-249, carte); J. Mullens, *On the Central Provinces of Madagascar* (Proc. R. Geogr. Soc., XIX, 1875, p. 181-205, et Journ. Geogr. Soc., XLV, 1875, p. 128-152, carte); *Recent Journeys in Madagascar* (Ibid., XLVI, 1877, p. 47-72); Deans Cowen, *Geographical Excurs. in South Central Madagascar* (Proc. R. Geogr. Soc., IV, 1882, p. 521-537, carte); J. Sibree, *The Great African Island*, in-8°, London, 1880. [Il faut y ajouter aujourd'hui les travaux des missions Douliot, Catat et Maistre, et surtout les études géologiques d'Em. Gautier (Annales de Géogr. III, 1894, p. 499-517, carte géol.; IV, 1895, p. 310-324, carte). Voir aussi E. Cortese, *Appunti geologici sull' isola di Madagascar* (Boll. R. Com. Geol. d'Italia, XIX, 1888, p. 103-128, carte); pour un résumé des connaissances acquises sur la géologie de l'île jusqu'à la fin de 1893, voir Rev. R Baron, *Geological Notes of a Journey in Madagascar* (Quart. Journ. Geol. Soc., LI, 1894, p. 57-71, carte), et R. B. Newton, *On a Collection of Fossils from Madagascar obtained by the Rev.* R. Baron (Ibid., p. 72-92, pl. II-III).]

[2. Les voyages ultérieurs de Catat et Maistre et E.-F. Gautier ont démontré que le massif de gneiss et de granite se prolonge par le plateau de l'Horombé jusque vers le 24e parallèle (voir notamment les coupes de M. Gautier, Annales de Géogr., IV, 15 avril 1895, p. 312). Il se termine vers Tamotamo, Isira, etc., par une descente rapide qui conduit en quelques heures de 1 000 et 1 200 mètres d'altitude, à 3 ou 400 mètres dans le pays Mahafali (Ibid., p. 311).]

midables forteresses naturelles et ont joué un grand rôle dans l'histoire de l'île; telles sont la montagne d'Isahazavona, au bas de l'escarpement, à la limite du pays boisé des Tanala, et la célèbre montagne fortifiée d'Ikongo, longue de 8 kilomètres, qui porte sur son large faîte, à une hauteur de 300 à 500 mètres au-dessus de la plaine, cinq bourgades et deux rivières, et que les Zafirambo ont victorieusement défendue en deux longs sièges contre les Hovas. Au sud d'Ikongo, vers les sources du Matitanana, le bord du massif central est formé d'un seul gradin de plus de 800 mètres, et vers l'angle sud-est s'élève isolée la haute montagne granitique de l'Ivohibé.

Le versant occidental se subdivise en quatre gradins dans le nord de l'île, à la hauteur de la baie Bembetok; il est donc plus facile à franchir que le versant oriental, qui forme une muraille continue sur de longs parcours[1]. Pourtant le fort hova d'Antongodrahoja se dresse par 17° de lat. S. à 1 500 mètres de hauteur sur le bord occidental, et par 18° 40′ cette bordure est également représentée par une falaise unique de plus de 800 mètres. Dans le sud, le gradin principal porte le nom de Bongo-lava.

Les fleuves du massif central descendent ces gradins par une série de chutes importantes. La surface du terrain y est très inégale; des croupes granitiques le surmontent; les fonds, et notamment les parties planes des gradins de l'est, sont couverts d'une couche épaisse d'argile rouge, dans laquelle l'eau creuse de profonds sillons. Au sud-ouest, chez les Bara, le granite forme d'après Cowen le sous-sol d'un district désert[2], auquel succède à l'ouest une dépression entourée de terrasses qui est le fond d'un lac desséché; de l'autre côté, de 22° 10′ de lat. S. à 22° 25′ environ, s'élève le massif de l'Isalo[3], série de tables de grès profondément entaillées par les rivières[4].

Le massif central est de plus surmonté de nombreux volcans.

[1. Les explorations récentes permettent aujourd'hui de préciser davantage. Au-dessus de Befandriana, vers 15° de lat. S., l'escarpement du massif est d'environ 700 mètres. Il forme une falaise de roc nu, haute de 600 mètres, l'Ambinivini, à Maritandrano (environ 16° de lat. S.), par le travers de la baie Bombetok, et domine d'autant (plateau de Tampoketsa, 1 000-1 250 mètres) la vallée de Tsaratanana. Le long du Betsiboka et de l'Ikopa, la montée se fait au contraire sans ressaut brusque; de petits plateaux basaltiques (Ankarafantsika, etc.) coupent seulement la plaine sakalave, de Belalitra à Marovoay (Grandidier, *Divers itinéraires à Madagascar*, Bull. Soc. Géogr., 1893, carte; Gautier, *L'Ouest malgache*, Annales de Géogr., IV, 1895, p. 310-324, etc.).]

[2. Le plateau de l'Horombé (voir la note 2 de la page précédente).]

[3. D'après M. Gautier, le plateau qui sert de socle à l'Isalo s'adosse directement à l'est au grand massif cristallin « avec lequel sa partie culminante est de plain-pied » (art. cité); altitude de l'Isalo à Ranohira : 1 200 m.]

4. Cowen, art. cité, p. 530; Sibree (ouvr. cité, p. 34) décrit du grès stratifié jaunâtre

Au sud-ouest de Tananarive s'élève le groupe de l'*Ankaratra*, composé de cinq cônes éruptifs; ce sont les plus hautes montagnes de Madagascar, et la plus élevée atteint, d'après Johnson, 2873 mètres. Dans le nord-ouest, au lac Itasy, se trouve un vaste district volcanique comparable aux Champs Phlégréens; Mullens y a compté quarante cratères. Beaucoup d'autres parsèment la partie occidentale de l'Imérina, et l'aire éruptive semble ainsi se continuer d'une manière sporadique jusqu'à la grande montagne tabulaire du Voambohitra, au bord nord-ouest du massif; on la suit par les îles Radama et le puissant volcan du Katovla, dans la baie de Pasandava, jusqu'au mont d'Ambre à la pointe nord de l'île, et jusqu'à Mayotte, Anjouan et les Comores[1].

Le massif central s'abaisse vers le nord, et ses roches constitutives se retrouvent dans les îles voisines. La description de Nossi-Bé donnée par Herland en fournit un exemple probant. Le cap sud de l'île, le Lougoubé, est, comme l'îlot de Nossi-Komba, formé de granite et de schistes anciens. La partie nord est au contraire un lambeau de grès ancien de couleur rouge ou jaunâtre. Tout le centre de l'île est volcanique, et renferme plusieurs cratères et sept lacs-cratères[2]. On trouve sur la côte est de Nossi-Bé un lambeau de calcaire nummulitique. C'est sans doute le commencement de la large ceinture de dépôts mésozoïques et éocènes qui entoure le massif granitique de Madagascar à l'ouest, au sud et jusqu'à Fort-Dauphin au sud-sud-est[3], et que Grandidier considère comme le reste d'un plateau beaucoup plus étendu. On a trouvé dans l'Eocène des nummulites, des alvéolines, le *Velates schmideliana*, etc.; les couches mésozoïques semblent particulièrement riches en fossiles près du fleuve Onilahi, qui débouche dans la baie de Saint-Augustin[4].

près du Betsiboka; Buckland a cité, il y a longtemps déjà, le *New Red Sandstone* de Port-Louquez au nord de l'île (Trans. Geol. Soc., V, p. 478).

1. Sur la côte nord-est, Coignet n'a également trouvé que du granite, du basalte et un dépôt récent peu étendu qui pourrait être tertiaire (*Excursion sur la côte nord-est de Madagascar*, Bull. Soc. Géogr., XIV, 1867, p. 279 et suiv.).

2. F. Herland, *Essai sur la topographie de Nossi-Bé, sa constitution géologique, etc.* (Rev. Colon., Avril 1856, 25 p., carte géol. de Nossi-Bé et de Nossi-Kouma); voir aussi Ann. des Mines, 5e sér., VIII, 1856. Le grès de Nossi-Bé est peut-être identique à celui de la côte nord-ouest dans lequel E. Guillemin signale du charbon (*Note sur une exploration géologique à Madagascar*, Ann. des Mines, 6e sér., X, 1866, p. 277-319; pour ces gîsements de charbon, 5e sér., VI, 1854, p. 570-576).

[3. Il ne semble pas que cette ceinture s'étende sans interruption jusqu'à Fort-Dauphin. D'après M. Gautier, le pays Antandroï, à l'extrême sud de l'île, est un pays de collines de gneiss que domine un massif basaltique, l'Ivohitsombé, et les roches cristallines se prolongent ainsi en contre-bas du massif central jusqu'à proximité de la mer (art. cité, p. 311, 323).]

4. Fischer, *Note sur la géologie du sud de Madagascar* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér.,

Cette ceinture sédimentaire manque à la côte orientale; seuls quelques petits volcans accidentent le littoral.

Madagascar, d'après les connaissances actuelles, offre de grandes analogies avec l'Afrique australe et avec l'Inde. Les longs gradins parallèles, nettement délimités par des falaises orientées N. N. E., qui bordent le massif central, lui donnent les caractères d'un ancien horst. Sur ce horst s'appuient les grès des monts d'Isalo, de Nossi-Bé et d'autres localités, dont l'âge est inconnu. Des volcans sont superposés au massif central, comme en Bohême ou dans le Massif Central de la France. La ceinture mésozoïque et éocène ne se trouve qu'à l'ouest et au sud et manque dans l'est de l'île. Il est très remarquable qu'à Madagascar, comme dans l'Inde, l'écoulement des eaux du massif central se fait d'un seul et même côté, et que dans les deux cas la ceinture mésozoïque manque au versant dont le faîte forme ligne de partage.

Les Seychelles, situées à une grande distance au N. N. E., dans le prolongement du grand horst, sont des îles granitiques[1]; la Réunion, Maurice et l'île Rodriguez doivent leur origine à des volcans.

Résumé général. — Il existe une analogie indéniable entre la structure de l'Afrique australe et celle de la péninsule hindoue. Ces deux grandes régions sont restées depuis fort longtemps l'une et l'autre, — l'Afrique au moins depuis le Carbonifère, et l'Inde sans

XXV, 1868, p. 398-400) : Nerinée à large base, que Fischer regarde comme crétacée; C. R. Acad. Sc. LXVI, 1876, p. 111 : *Phylloceras*, *Lytoceras* et *Cosmoceras*, qui passent pour jurassiques; Sibree, ouvr. cité, p. 53 : fossiles trouvés en grande quantité par Richardson, en 1877, sur le cours moyen de l'Onilahy (ammonites, nérinées, térébratules, etc.). [M. Boule a signalé à Isakondry, dans le sud-ouest de Madagascar, des traces de la grande transgression cénomanienne; la faunule trouvée dans cette localité présente des rapports très nets avec celle de l'*Ootatoor group* de l'Inde, tandis que les Ostracées du Crétacé supérieur de Mahavomo se retrouvent dans l' *Arrialoor group* de la même région (*Note sur les fossiles rapportés de Madagascar par M.* E. Gautier, Bull. du Muséum d'Hist. Nat., 1895, p. 181-187). D'autre part, on a récemment découvert sur la côte nord-ouest, au sud de Majunga, dans une formation argilo-sableuse subordonnée à des marnes et calcaire à faune sénonienne marine, d'abondants débris de reptiles terrestres, offrant d'étroites analogies avec les formes crétacées du Dekkan (Ch. Depéret, *Note sur les Dinosauriens Sauropodes et Théropodes du Crétacé supérieur de Madagascar*, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXIV, 1896, p. 176-194, pl. VI). Pour les reptiles jurassiques, voir M. Boule, *Note préliminaire sur les débris de Dinosauriens envoyés au Muséum par M.* Bastard (Bull. Mus. d'Hist. Nat., 1896, p. 347-351). Voir aussi J. Lambert, *Note sur quelques Échinides crétacés de Madagascar* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXIV, 1896, pl. 313-332, pl. X-XIII).]

1. L. Pelly, *On the Island of Mahi* (Journ. Geogr. Soc., XXXV, 1865, p. 231 : « Un massif de granite, émergeant du milieu d'un vaste bassin de coraux ». Ch. Vélain, *Mission de Saint-Paul*, in-4°, 1879, p. 440-451. « Toutes les Seychelles sont granitiques, sauf deux », dit Wolf (*Barracouta*, II, p. 165).

doute depuis la même époque, — exemptes de toute manifestation de force tangentielle, de tout plissement. Ce sont de véritables pays de plateaux. Dans les deux cas on trouve, reposant sur une base plus ancienne, une série puissante de couches continentales, allant du Permien au Rhétien, et peut-être jusqu'au Lias. Durant cette longue période, une série de flores terrestres semblables, associées à des espèces spéciales de reptiles, ont vécu dans les deux régions. Puis est survenu l'effondrement : un nouvel océan s'est établi, donnant de nouveaux contours aux continents. Dans l'intérieur ont subsisté de hautes montagnes tabulaires formées de grès à empreintes végétales, ou des lambeaux de même nature, engloutis dans les fosses ouvertes par affaissement dans le socle ancien; tandis que les formations plus récentes, d'origine marine en Afrique, et aussi dans l'Inde à partir du Gondwana supérieur, venaient se déposer sur le pourtour, en contre-bas des nouvelles cassures. Du milieu de l'océan se dresse, avec tous les caractères d'un horst, la grande île de Madagascar, portant elle aussi des lambeaux de grès sur un socle de granite, et bordée de même, à un niveau inférieur, par une ceinture de dépôts mésozoïques.

L'idée d'une connexion primitive de l'Afrique australe et de l'Inde a pris naissance dès qu'on eut reconnu les grandes lignes de leur structure, et depuis longtemps déjà, les géologues connaissant le mieux les deux pays, comme Stow en Afrique et H. F. Blanford et Griesbach dans l'Inde, l'ont appuyée de leur autorité[1].

Devant la tranche des couches si puissantes du Karoo, faisant face sur tant de points à l'Océan, Stow demande avec raison où donc pouvait être la ceinture du vaste bassin dans lequel se sont déposées ces masses prodigieuses de grès à empreintes végétales. Dans l'Inde, Blanford fait observer que les nappes volcaniques du Dekkan, horizontales à l'est, sont au contraire, sur le versant maritime des Sahyadri, tellement inclinées vers la mer que l'île de Bombay, au niveau de l'océan, se trouve sur leur partie supérieure (fig. 78)[2]. De même, Medlicott et Blanford insistent sur le défaut de ressemblance entre les dépôts crétacés de Bagh et ceux de Trichinopoly[3].

Par une tout autre voie, en comparant les aires de distribution

1. W. Stow, *On the probable Existence of an ancient Southern Continent* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, p. 546-548); H. F. Blanford, *On the Age and Correlations of the Plant-bearing Series of India and the former Existence of an Indo-Oceanic Continent* (Ibid., XXXI, 1875, p. 519-542, pl. XXV); et ailleurs.

2. Clark donne déjà un profil de ce genre (Quart. Journ. Geol. Soc., III, 1847, p. 222).

3. *Manual Geol. Ind.*, I, p. 297. [Voir aussi Kossmat, Mém. cité.]

des organismes actuels, d'éminents naturalistes ont été conduits à l'hypothèse d'un ancien continent qui aurait occupé une grande partie de l'Océan Indien occidental, et ils ont donné à cette terre disparue le nom de « Lémurie ». D'autres zoologistes ont rejeté cette conjecture, en invoquant notamment contre elle les profondeurs de 2000 à 2600 brasses que présente la mer au voisinage de Madagascar.

Je n'ai pas l'intention de faire ici la critique de ces divergences de vues, ce qui pourrait tout au plus nous conduire à la solution d'un problème bien plus restreint, la question de savoir si la flore et la faune actuelles offrent aujourd'hui encore les traces d'une ancienne connexion. Quant à la réalité même de ce grand fait, si important pour l'histoire des deux continents, il faut interroger,

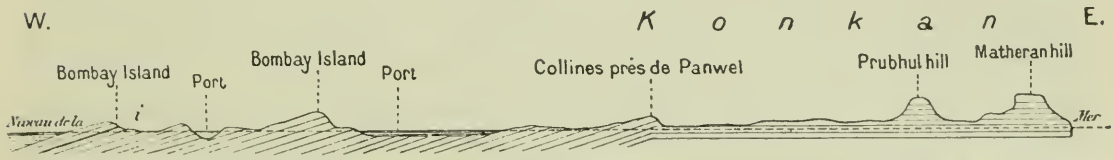


Fig. 78. — Coupe de Bombay Island à Matheran, d'après W. T. Blanford (Mem. Geol. Survey of India, VI, p. 15 (151), 1867).

Longueur : Environ 50 kilom. Les Ghâtes occidentales, qui viennent à l'est de Matheran, ont la même altitude et sont formées par les mêmes couches. — *i* = horizon des « Frogbeds » (couches intertrappéennes). — Échelle horizontale = 1 : 500.000. environ.

avant tout, leur constitution même, leurs contours actuels et les zones sédimentaires adossées à leurs rivages.

L'analogie de la chaîne du Drakenberg (Quathlamba) et de celle des Sahyadri est assez frappante pour n'avoir pas besoin de commentaires : elles représentent l'une et l'autre le bord fracturé de grands plateaux; mais, dans le détail, la constitution des rivages actuels des deux continents diffère. La péninsule hindoue possède du côté de l'est une ceinture de sédiments, dont le dépôt commence après le Gondwana inférieur et dépasse l'époque de la Craie supérieure; cette ceinture manque du côté de l'ouest, jusqu'au delà du 20e parallèle. A Madagascar, c'est autre chose; la ceinture, qui manque à l'est, se retrouve à l'ouest et au sud, et comprend une série se prolongeant du Jurassique ou du Néocomien jusque dans l'Éocène. Dans l'Afrique australe, c'est encore autre chose : la zone des dépôts littoraux commence à l'est de la colonie du Cap par les couches d'Uitenhage, que nous avons assimilées au Crétacé inférieur; elle fait défaut en Cafrerie; à Natal, ce sont des couches crétacées plus récentes qui se présentent.

En résumé, la distribution des formations marines successives est la suivante :

Le Jurassique moyen et supérieur, à faciès européen, s'avance jusqu'à Mombaz en Afrique et jusqu'à Katch dans l'Inde; sa présence sur la côte est de Madagascar est encore incertaine. Les lambeaux attribués au Jurassique sur la côte est de l'Inde manquent également de netteté, et appartiennent peut-être au terrain suivant. Le Crétacé inférieur à faciès austral, l'étage d'Uitenhage, se montre dans l'est de la colonie du Cap et on en trouve quelques vestiges sur la côte est de l'Inde; la présence à Katch et dans la chaîne du Sel de deux trigonies caractéristiques indique un empiètement possible de ce faciès austral sur la région du nord.

A l'époque de la Craie moyenne et supérieure, une mer largement ouverte s'étend depuis l'Europe, à travers le Sahara, l'Arabie et peut-être le pays Somal, et des dépôts crétacés dont le faciès est celui de l'Europe méridionale pénètrent par la vallée de la Narbada jusque dans l'intérieur du plateau de l'Inde. Dans le sud, au Natal et à Trichinopoly, et vers le nord-est, jusque sur les pentes du plateau de Shillong, entre le Gange et le Brahmapoutra, on trouve également la Craie moyenne et supérieure, mais avec un faciès différent, austral. Quelques espèces seulement sont les mêmes; la grande majorité diffère. Il est donc très probable qu'à cette époque il n'y avait pas de libre communication entre la mer du nord-ouest et celle du sud-est.

A l'époque éocène, l'océan s'étend encore par l'Arabie dans la direction de l'Inde; les couches à nummulites se déposent jusqu'à Katch et au Gouzerate, et atteignent, par la chaîne du Sel et l'Himalaya, le plateau de Shillong, où elles recouvrent le Crétacé austral; de là elles s'étendent très loin dans le sud-est. Vers le sud elles atteignent la côte nord-ouest de Madagascar, mais n'ont touché ni le sud-est de l'Afrique[1], ni l'est de Madagascar, ni la côte ouest de l'Inde au sud du Gouzerate, ni sa côte orientale; les couches de Rajamahendri sur le bas Godavari, rapportées avec doute à l'Éocène, s'écartent trop du type normal pour entrer ici en ligne de compte. Il faut donc que, depuis l'époque éocène, il se soit encore produit de grandes modifications dans les contours des continents.

En résumé, voici les conclusions qu'il me semble possible aujourd'hui d'émettre, bien entendu sous bénéfice des changements que pourraient y apporter de nouvelles observations :

[1. Voir, sur les découvertes récentes au Gazaland, ci-dessus, p. 508, note 2.]

L'Inde, Madagascar et l'Afrique australe ont en commun les caractères d'un plateau autrefois continu. Dans l'Inde, l'effondrement a commencé entre la série inférieure et la série supérieure de Gondwana, c'est-à-dire, probablement, pendant ou après le Lias. Dans l'Afrique australe il est plus difficile de fixer une date; mais l'effondrement y est en tout cas antérieur au Néocomien et postérieur au Trias. Il s'est continué plus tard. A l'époque crétacée moyenne il existait encore dans la direction du S.W. au N.E. une barrière, peut-être dans le genre de celle qui, actuellement, sépare la faune de l'Océan Indien de la faune méditerranéenne[1]; toutefois la limite entre les deux faunes n'était pas aussi nettement tranchée qu'aujourd'hui. Même à l'époque éocène, pendant laquelle, selon Grandidier, les couches à faciès méditerranéen ont atteint Madagascar, il y avait encore une ligne de séparation quelconque.

Nous voyons aujourd'hui à l'état de terre ferme les plateaux de l'Arabie et du Sahara, constitués par les sédiments du même océan crétacé et tertiaire. Il y a également lieu de distinguer dans la vaste région que nous venons d'étudier une série ascendante et une série descendante, comme à Suez, ou pour mieux dire une série de couches superposées et une série de couches adossées les unes aux autres; seulement, la transition du premier régime au second remonte ici à une époque beaucoup plus ancienne. Nous aurons à examiner, dans la suite de cet ouvrage, si l'effondrement de continents aussi vastes a pu à lui seul produire un abaissement général de la ligne des rivages, et déterminer ainsi l'émersion de plateaux tels que le Sahara et l'Arabie.

Appendice au chapitre VI[2].

LES FRACTURES DE L'AFRIQUE ORIENTALE

[Les lignes qui précèdent ont été écrites en 1885, et, depuis, l'exploration géologique de l'Afrique a marché à pas de géant. Aussi, lorsque les résultats de la mémorable expédition Teleki et von Höhnel ont été

[1. Voir M. Neumayr, *Die geographische Verbreitung der Juraformation* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, L, Abth. 1, 1885, p. 57 et carte, pl. 1); R. D. Oldham, *The Evolution of Indian Geography* (Geogr. Journal, III, 1894, p. 169-196, carte); Kossmat, Mém. cités; W. T. Blanford, *On the Ancient Geography of « Gondwanaland »* (Rec. Geol. Surv. Ind., XXXIX, 1896, p. 52-59).]

[2. Ajouté par H. Schirmer.]

publiés dans les Mémoires de l'Académie de Vienne[1], M. Suess a-t-il coordonné les observations anciennes et nouvelles en quelques pages magistrales, qui sont le complément naturel de son étude du continent indo-africain. Voici les passages essentiels de ce mémoire[2] :]

« L'exploration progressive de l'Afrique orientale a fait supposer qu'il existe dans cette partie de notre planète, à peu près dans le sens du méridien, une ligne de dislocation extraordinaire, une fissure ou zone d'affaissement de dimensions inusitées. Joseph Thomson, un de ceux qui ont le mieux connu cette région, a émis en 1881 l'idée « qu'à une époque antérieure, une grande ligne « d'activité volcanique unissait le Cap, le lac Nyassa, l'Ougogo, le « Kilimandjaro et l'Abyssinie, en gardant une direction parallèle à « l'Océan. » En 1886, H. Douvillé, chargé de l'étude des fossiles rapportés du Choa par Aubry, a dit que la grande fracture qui termine à l'est le massif abyssin se poursuit par la ligne des côtes du cap Delgado au Mozambique, le Kilimandjaro restant à l'ouest; le golfe d'Annesley [baie d'Adulis] est, d'après lui, le point où la ligne de dislocation abyssine atteint la mer Rouge ; mais le golfe d'Akabah, la vallée d'Arabah et la mer Morte prolongent plus loin cette dislocation jusqu'au Liban[3].

Il était difficile jusqu'ici d'examiner de plus près ces hypothèses, car une lacune de plus de 5 degrés — du lac Baringo à l'Abyssinie méridionale — subsistait dans nos connaissances, justement à l'endroit où les volcans gigantesques du Kilimandjaro et du Kénia semblaient indiquer l'existence d'une zone de fractures longitudinales dans la direction de l'Abyssinie. Ce sera l'impérissable honneur du comte Teleki et du lieutenant de vaisseau von Höhnel, d'avoir élargi notre horizon vers le nord jusqu'au cinquième parallèle, bien au delà de la limite extrême des pointes audacieuses de Thomson, et d'avoir fait apparaître à nos yeux, dans toute son étrangeté inattendue, la plus grande et la plus curieuse des lignes de dislocation de la terre.

On sait que les lacs de l'Afrique orientale ne sont pas tous disposés de la même manière. On peut citer comme types, d'une part le lac Victoria, aux contours plus ou moins arrondis, aux rives le plus

[1. *Beiträge zur geologischen Kenntniss des östlichen Afrika, von* L. R. v. Höhnel, A. Rosiwal, F. Toula *und* E. Suess (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Classe, LVIII, 1891, p. 447-584, 10 pl.).]

2. *Ibid.*, p. 555-584.

3. H. Douvillé, *Examen des fossiles rapportés du Choa par M. Aubry* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XIV, 1885-86, p. 240).

souvent basses, de l'autre, le groupe des lacs Tanganyka, Nyassa, Léopold, Albert, bassins très allongés, aux rives escarpées, encaissés dans le roc en forme de cuves longues et profondes, comme si une bande de terre s'était affaissée entre des fractures parallèles. L'originalité de ce groupe consiste surtout dans la disposition des lignes de faîte. La fosse du Nyassa se déverse au Zambèze, celle du Tanganyka au Congo, tandis que le lac Léopold, situé dans l'intervalle, reste sans écoulement; il en est de même du lac Chiroua, situé entre le Nyassa et la mer, et nous savons aujourd'hui *qu'à partir du lac Manyara, par 4° 20' de lat. S., une chaîne ininterrompue de bassins fermés s'étend du sud au nord jusqu'au lac Rodolphe, et longe ensuite le bord oriental du massif abyssin jusqu'à la mer Rouge.*

Elle comprend les lacs Manyara, de Natron, Naïwascha, Angata Naïrogua, Nakouro Sekelaï, un petit lac sous l'équateur, puis le Baringo, le steppe salé de Soukouta et le lac Rodolphe (Basso Narok); plus loin, dans le N. N. E., le lac Stephanie (Basso Ebor), les lacs abyssins, le bassin de réception de l'Haouach qui s'étend jusque vers le lac d'Assal, situé à 20 kilomètres de la mer Rouge, et à 174 mètres au-dessous de son niveau. Des rivières coulant dans la même direction méridienne, le Guasso Nyiro, affluent septentrional du lac de Natron, le Guasso Nyouki, tributaire méridional du Baringo, et le Wei-Wei, qui vient du sud se jeter dans le lac Rodolphe, montrent l'unité de cette longue zone privée d'écoulement, qui recueille par l'Omo et peut-être le Bass une partie des pluies du haut massif de l'Abyssinie.

Du lac Manyara jusqu'à l'extrémité nord du lac Rodolphe, *sur une longueur de 9° à 10° en latitude, cette région possède tous les caractères d'un grand effondrement.* Il y a déviation vers le N. E. à la rencontre du massif abyssin. *Cette zone sans écoulement forme la limite orientale du bassin du Nil.*

De vastes amas de formations éruptives modernes accompagnent la grande ligne de rupture, et l'on voit encore en plusieurs points des volcans actifs, ou des cratères dont le cône intact atteste l'âge récent.

Essayons de suivre du sud au nord cette grande dislocation méridienne.

Du confluent du Chiré à l'extrémité nord du lac Nyassa. — Les cartes qui paraissent les plus dignes de foi en ce qui concerne la région sud du Nyassa[1] nous montrent les deux falaises

1. Par exemple, la carte de J. Stewart, *Survey of the East Coast of lake Nyassa* (Proc. R. Geogr. Soc., V, 1883, p. 689 et suiv.).

bordières du lac se prolongeant dans le sud sous forme de versants de plateaux ou de chaînes, avec le même intervalle et la même direction longitudinale. La partie sud du lac est partagée par le cap Koungouni en deux baies, et de la plus orientale sort le Chiré. Celui-ci traverse bientôt le lac Pomalombé, que Drummond considère comme le reste d'un ancien Nyassa, plus vaste que le lac actuel. Les deux lignes de falaises continuent à se prolonger vers le sud, et on a l'impression d'une fosse ouverte entre deux dislocations parallèles, fosse dont le lac n'occuperait que la partie septentrionale, et qui comprendrait également la vallée du Chiré. Les cartes anciennes mentionnaient une chaîne de montagnes, Livingstone Range, le long de la rive nord-est du lac Nyassa; mais il est maintenant prouvé que ces escarpements ne sont autre chose que le bord du plateau de Kondé, élevé de 6 000 à 8 000 pieds [1 800-2 400 m.] au-dessus de la mer. Thomson ne laisse subsister aucun doute à ce sujet[1]. Au nord du Nyassa, l'axe de la zone de fracture s'infléchit nettement vers le N. N. W.; une partie du lac lui-même subit cette déviation. La falaise du Kondé se prolonge aussi dans cette direction, et, en face, le versant des monts Chingambo prolonge la falaise occidentale du lac; ainsi, de même qu'au sud, on voit au nord-ouest la fosse se poursuivre au delà du lac en gardant la même largeur. Le terrain qui succède ici au lac figure une cuvette, dont le fond plat se relève vers le N. N. W.; elle est encaissée dans le pays de Niyka, qui représente un gradin plus élevé de la fosse, dont l'altitude finit pourtant par atteindre 6 500 pieds [1 980 m.][2].

On ne peut douter qu'il y ait là de grandes dislocations; la présence de formations volcaniques en est la preuve. Thomson a montré que des roches volcaniques anciennes constituent l'escarpement du Kondé sur toute sa hauteur, tandis que le plateau lui-même est formé de schistes. Et au fond même de la fosse, vers le lac, le même explorateur a découvert un grand nombre de cratères récents[3].

D'après ces données, deux escarpements se font face à une distance de 50 à 80 kilomètres dans la vallée du Chiré; ils bordent les deux rives du Nyassa, puis se détournent vers le N. N. W. en faisant un angle obtus. En cet endroit, des roches éruptives

1. J. Thomson, *To the Central African Lakes and back*, in-8°, London, 1881, p. 252; Proc. R. Geogr. Soc., 1879, p. 322; 1880, p. 209; 1881, p. 275.

2. Stewart, carte de l'extrémité septentrionale du Nyassa (Proc. R. Geogr. Soc., III, 1881, p. 330). [Voir aussi, sur la profondeur du Nyassa, Sharpe, Geogr. Journ., VII, 1896, p. 366.]

3. J. Thomson, ouvr. cité, I, p. 277.

anciennes se sont accumulées jusqu'à une grande hauteur le long de la paroi septentrionale, et au fond de la fosse des cratères récents ont surgi vers l'extrémité nord du lac. Ici le fond du lac se continue par une cuvette à altitude croissante, et le pays de Nyika représente un gradin plus élevé de la fosse, désormais orientée vers le N.N.W.

Il en résulte que, selon toute apparence, le Nyassa coïncide bien, comme le Tanganyka, avec une vallée d'affaissement; mais que cette fosse, déviée à l'ouest de sa direction première, *n'est pas la continuation directe de cette autre grande fracture* qui s'allonge plus au nord, presque sous le même méridien, et que nous allons avoir à décrire maintenant.

Reste à savoir, par contre, si le lac Léopold (Rikoua) n'est pas dans le prolongement de cette fosse, déviée vers le N.N.W.

Du lac Nyassa au lac Stéphanie. — Le pays situé au nord du Nyassa semble être un massif de schistes et de gneiss, auxquels succède, à partir de l'Oubena, une large zone de granite. Ce n'est que plus au nord, vers le 6° de lat. S., que les relations des voyageurs permettent de reconnaître des traces d'effondrement. On est dans la région des routes fréquentées qui mènent de Mpouapoua à Tabora ; Southon y a noté successivement, en marchant de Mpouapoua vers l'ouest, les altitudes de 3 200, 3 600, et 3 200 pieds dans l'Hirindi [975, 1 100 et 975 m.], puis une descente ; Mbiti est à 2 600 pieds [792 m.], au bas d'un versant qui se relève vers l'ouest, car par la route de Mouhalala on arrive rapidement à 4 000 pieds [1 220 m.][1]. Les indications de Junker sont plus précises : voyageant en sens inverse, il a rencontré le 20 octobre 1886 une descente brusque, d'environ 800 pieds [243 m.], vers une vaste plaine qui semble s'étendre à l'est jusqu'aux monts d'Ousagara. A peu près à mi-chemin de cette falaise et de l'Ousagara, il a traversé, dans le district d'Ilindi (Hirindi de Southon), une dépression encaissée, large de 4,6 kilomètres et longue de 16 kilomètres et demi du sud au nord, et dont le bord ouest était plus abrupt que le bord oriental[2].

Dans l'Ougogo, Stuhlmann a trouvé du gneiss et du granite, mais aussi des traces de sédiments lacustres. Des collines granitiques bossellent cette plaine, qui donne l'impression d'un lac desséché, impression fortifiée par des marnes gris-clair et « par ce

1. E. J. Southon, *Notes on a Journey through Northern Ugogo* (Proc. R. Geogr. Soc., III, 1881, p. 547-553); J. T. Last, *A visit to the Masai People living beyond the Borders of the Nguru Country* (Ibid., V, 1883, p. 517-534); Baxter, Ibid., p. 538-540.
2. Voir la carte, Petermanns Mitteil., XXXVII, 1891, p. 185-191, pl. 13.

fait que la plaine d'Ougogo est dominée vers Mouhalala par deux terrasses escarpées, dont l'une se trouve entre la rivière Boubou (780 mètres) et Mtiwé (980 mètres), et l'autre entre Mouhalala et Maboungourou[1] ».

Le pays situé au nord de cette région reste peu connu[2]; on sait toutefois qu'au sud de 4° de lat. S.[3] commence le lac Manyara, qui s'allonge vers le N. N. E. Il est situé au bas de la falaise de Maou; vers 3° de latitude, à peu près à la hauteur du Kilimandjaro et du Mérou, cette falaise prend la direction du méridien, et ici commence la ligne d'affaissement N.-S. qui se poursuit jusqu'au delà du lac Rodolphe.

On trouve ici, au nord du troisième parallèle, le volcan Dounyé Ngaï, « qui est pour ainsi dire collé au flanc de l'escarpement occidental », dit Fischer. D'après les informations recueillies par ce voyageur, ce volcan a eu, en décembre 1880, une éruption accompagnée d'un violent tremblement de terre[4].

Au Dounyé Ngaï succède le lac de Natron, allongé vers le nord au pied de la falaise, tout comme le Manyara. D'après Fischer, il existerait une dépression menant d'un lac à l'autre par la plaine de Ngaroukou et à l'est du Dounyé Ngaï; du moins il affirme que le Manyara peut être considéré comme la continuation du lac de Natron, asséché sur une distance de 60 à 70 milles [96-112 kilom.]. Il est vrai que d'autres informations indiquent un seuil entre ces deux dépressions.

L. von Höhnel a décrit en détail[5] la partie suivante de la grande faille jusqu'au nord du lac Rodolphe, ainsi que les dépressions secondaires du Kerio et du Trguell et la région du lac Stéphanie. Les profils qu'il a dressés en montrent la structure; ils

1. F. Stuhlmann, *Beobachtungen über Geologie und Flora auf der Route Bagamoyo-Tabora* (Mittheil. aus deutschen Schutzgebieten, IV, 1891).

[2. On sait que Stuhlmann a comblé en partie cette lacune à son retour (voir ci-dessous, p. 544).]

[3. Par 3°50′ de lat. S., d'après les cartes récentes.]

4. G. A. Fischer, Mittheil. Geogr. Ges. Hamburg, 1882-83, p. 84, 87.

[5. Mém. cité, p. 447-464, pl. I-IV. M. von Höhnel dit en substance que « le fond de la fosse s'élève du sud au nord jusqu'au lac Naïwascha (1 860 m.), pour redescendre ensuite d'une façon continue jusqu'au lac Rodolphe (400 m.). Ses deux bords, c'est-à-dire à l'est le flanc du plateau Somali, à l'ouest le versant des monts Maou et Kamassia, se font face à une distance moyenne de 30 kilomètres et se présentent comme deux remparts sombres et souvent à pic, si bien qu'en dépit de l'accumulation des roches volcaniques qu'on trouve partout d'un bout à l'autre, c'est cette partie de la grande faille qui fait le mieux l'impression d'une fosse » (p. 452). L'un de ces anciens lacs, dont l'existence est indiquée par des terrasses, a reçu de J. W. Gregory le nom de lac Suess (*The Great Rift Valley : being a Narrative of a Journey to Mount Kenya and Lake Baringo*, in-8°, London, 1896, p. 213-262; Nature, vol. 54, 1896, p. 347-350).]

mettent en évidence la position des lignes de fracture et des volcans, l'étendue de la zone sans écoulement, et l'élévation croissante du fond de la fosse jusqu'au lac Naïwascha. Des oscillations climatiques ont laissé ici leurs traces, comme dans tant d'autres bassins fermés.

[Nous ne pouvons suivre l'auteur dans sa description minutieuse de la partie septentrionale de la grande faille, du lac Stéphanie à Ankober, et de la zone déprimée de l'Afar, qui s'étend jusqu'à la mer Rouge; nous nous contenterons de traduire ici ses conclusions :]

Résumé. — Il y a lieu de distinguer les parties suivantes :

1. Dès le 15e ou 16e degré de lat. S., on voit deux falaises limitant des plateaux archéens, dirigées N.-S. et séparées par un intervalle de 50 à 80 kilomètres, border la vallée du Chiré et le lac Nyassa. *L'axe de cette zone est compris entre 35° et 35° 20′ de long. E. de Greenwich.*

2. Vers l'extrémité nord du Nyassa, par environ 10° de lat. S., il y a déviation brusque de cette fosse vers le N.N.W. Des volcans récents apparaissent dans la partie déviée. Peut-être la dépression se prolonge-t-elle jusqu'au lac Léopold.

3. Droit au nord du Nyassa se trouve un massif cristallin, et la dépression n'y a aucun prolongement connu ; mais par 6° de lat. S., dans le district d'Ilindi, à l'ouest de Mpouapoua, vers 35° 25′ de long. E., apparaît une dépression remarquable, coïncidant avec un ancien fond de lac desséché.

4. Le lac Manyara est un bassin fermé, situé au pied du versant des monts Maou, dont la falaise se prolonge vers le N.N.E. Par 4° de lat. S., à la hauteur du Kilimandjaro et du Méroú, cette falaise prend la direction du nord.

5. Alors — à partir du 3e parallèle — commence le grand fossé qui va jusqu'à l'extrémité sud du massif abyssin, c'est-à-dire jusqu'à 5° ou 5°20′ de lat. N. Le méridien 36° E. (Gr.) passe par le lac de Natron, effleure le Naïwascha par l'ouest, le Baringo par l'est et passe par le lac Rodolphe; *il peut être considéré comme l'axe de la zone affaissée.*

6. Au delà du lac Stéphanie, tout fait supposer l'existence d'une autre dépression ou fosse, orientée vers le N.E. et comprise entre les escarpements du massif abyssin et ceux du plateau des Aroussi (horst Somali). Cette dépression englobe le cours inférieur de l'Omo et le cours supérieur de l'Haouach; le volcan Dofané s'élève à son extrémité nord-est, vers Ankober.

7. Tout l'Afar est un pays affaissé, couvert de volcans éteints.

Peut-être la chaîne de volcans dont le Janghoudi fait partie marque-t-elle le prolongement de la faille de l'Omo dans la dépression de l'Afar. Ankober, que nous plaçons avec Martini par 9° 30′14″ de lat. N. et 39° 51′ 12″ de long. E. (Gr.), marque un changement dans la direction du bord du massif abyssin. *Ce bord représente une gigantesque fracture qui, un peu à l'ouest du 40e degré de long. E.* (Gr.), *se poursuit à partir d'Ankober suivant la direction du méridien.*

8. La fosse érythréenne est dirigée N.N.W.; la carte de Baldacci montre qu'à la baie d'Annesley [ou d'Adulis], sur le 15e parallèle, la zone volcanique du littoral est orientée de même.

9. Par 27° 44′ de lat. N. on trouve la pointe sud du Sinaï; par 28° la fosse du golfe d'Akabah entaille le massif; sa direction est celle du méridien, avec une légère déviation vers l'E. La fracture maîtresse se trouve du côté oriental de la fosse, c'est-à-dire par 34° 40′ de long. E. (Gr.) vers son extrémité sud.

10. Comme cette faille principale, passant en contre-bas du mont Hor, est encore sensible dans la partie méridionale de la mer Morte, on peut admettre que la dépression de l'Arabah s'étend au moins jusqu'au 31° 10′ de lat. N. *Alors survient la faille méridienne de la mer Morte et du Jourdain, dont l'axe est entre 35°20′ et 35°30′ de long. E.* (Gr.).

11. Entre 33° 10′ et 33° 20′ de lat. N., au pied du versant méridional du Grand Hermon, la vallée du Jourdain est déviée vers le N.N.E., et la Bekaa suit cette direction jusque vers 34° 30′; puis il y a retour à la direction première, vers l'extrémité septentrionale du Liban.

12. *La fosse longitudinale* (*N.-S.*) *de la petite Bekaa et du Ghâb suit le méridien 36° 20′;* elle se poursuit à la base des monts des Ansarieh jusque vers Deïr Kousch, au nord de Djisr-ech-Cheikh, vers 35° 58′ de lat. N.

13. Par 35° 42′ de lat. N., la dépression de Roudj se détache de la précédente dans la direction du N. E.

14. Une petite fracture S.-N. se détache du Roudj du côté du Djebel Ala; *elle suit le méridien 36° 30′* jusque vers 36° 4′ de lat. N.

De ces chiffres il résulte qu'il existe plusieurs tronçons de fosses longitudinales N.-S., et qu'il y a tendance constante des failles, au milieu de déviations multiples, à revenir à la direction du méridien. Le premier tronçon est celui du Nyassa, entre 35° et 35° 20′ de long. E. (Gr.). Puis viennent le petit tronçon d'Ilindi, par 35° 25′, et le grand fossé, dont l'axe suit le 36e méridien. Après

la déviation de l'Omo, on trouve vers 40° de long. le tronçon N.-S. de la falaise abyssine. Après la mer Rouge et l'ouadi Arabah, on trouve la partie méridienne du Jourdain entre 35°20′ et 35°30′, la fosse du Ghâb par 36°20′, et la dernière petite cassure méridienne par 36°30′ de long. E.

Ainsi, au nord du massif abyssin, l'on voit reparaître la tendance de la surface terrestre à se fendre suivant la direction du méridien, et cela presque sous la même longitude.

De plus, il devient évident que cette tendance au fendillement dans le sens du méridien ne peut plus se manifester aussi bien à l'approche des plis du Taurus; des effets de virgation et d'éclatement se produisent, et le tout se termine en vue de la bordure des grands arcs de plissement de l'Eurasie. Le raccordement des plis du Taurus avec ceux de l'Iran, masqué par des laves et des volcans, s'opère à peu de distance dans le nord-est, et reste sans influence appréciable sur la grande fissure méridienne, qui appartient tout entière à l'avant-pays.

Nous croyons également pouvoir admettre que cette fente gigantesque s'est ouverte en Syrie du sud au nord. Les études de Diener sur l'extrémité méridionale de l'Anti-Liban et celles de Blanckenhorn sur l'extrémité septentrionale du Liban montrent nettement que la fracture rectiligne méridienne a rencontré de ce côté une certaine résistance dans son mouvement de propagation vers le nord, ou que, tout au moins, elle a trouvé plus de facilité à se propager dans une direction différente, et a ainsi été déviée. *Il nous faut donc chercher l'origine de la zone d'affaissement de Syrie dans une fracture qui s'est propagée du sud au nord.*

Tournons maintenant nos regards vers le sud. Le schéma par lequel on représente d'ordinaire une bande d'écorce terrestre affaissée entre deux cassures parallèles (*Graben*) n'est pas applicable à cette fosse si remarquable, qui s'étend du sud au nord sur environ 9 degrés de latitude, jusqu'aux confins du massif de l'Abyssinie. Il y a bien, sur les bords, quelques longues cassures linéaires, comme la chaîne de Maou ou, pour mieux dire, l'escarpement marginal du plateau qu'on est convenu d'appeler ainsi. Les affaissements en gradins ne manquent pas non plus. Mais l'ensemble offre bien plutôt l'apparence d'une zone de fragmentation en éclats ou en voussoirs allongés : on dirait qu'une fente existant à une grande profondeur s'est émiettée vers la surface en un réseau de longues fêlures entre-croisées, et que les débris et fragments ainsi produits se sont affaissés tous ensemble, mais à une profondeur inégale.

Des laves et des cendres auraient ensuite surgi entre ces décombres, nivelant le fond de la fosse et isolant les cuvettes où l'on trouve les lacs d'aujourd'hui. Ainsi s'expliquerait également la fosse latérale du Trguell, qui aboutit, comme l'a montré Jackson, au volcan colossal de l'Elgon, et peut-être aussi cette fragmentation toute particulière qu'on remarque à l'extrémité sud du massif abyssin.

Mais sur toute la ligne, du sud au nord, l'activité volcanique et séismique s'est manifestée à une époque très récente, et elle dure encore en partie. Les tremblements de terre qui, de nos jours, suivent si fréquemment les failles de la Syrie, l'épisode de Sodome et Gomorrhe, l'éruption qui en l'an 654 de l'hégire (1258 de notre ère) a eu lieu aux environs de Médine; de l'autre côté de la mer Rouge, tous les cratères de l'Afar, l'Ortéalé fumant et l'éruption du Doubbi, en 1861; la série des grands cônes qui va du Janghoudi au Dofané; le Herer et le Dendy, aux cratères remplis d'eau; puis le Koullal et l'Elgon, les volcans alignés de l'île Höhnel et la dernière éruption du volcan Teleki; plus loin les innombrables témoignages d'éruptions plus ou moins importantes qui se succèdent jusqu'au Kénia et au Kilimandjaro et jusqu'au Dounyé Ngaï; enfin, en dehors de cette zone, les volcans actifs qu'Émin vient de découvrir au sud du lac Albert-Édouard, sont autant de preuves de l'instabilité qui règne le long de ces lignes de dislocation. On conçoit que les peuples incorporent ces phénomènes à leurs cycles de légendes, que les tremblements de terre du Tanganyka aient paru aux indigènes les plaintes et les avertissements du démon des tempêtes, et que les Somalis racontent qu'avant le Déluge, il n'y avait point de mer entre l'Afrique et l'Arabie. »

[Il est bon de constater ici que les observations nouvelles ont confirmé en général les vues précédentes.

Les levés de Stuhlmann (1892), Baumann (1892-1893), Werther (1893) et von Götzen (1894) ont comblé en partie la lacune qui subsistait dans notre connaissance de la grande faille entre Mouhalala et le 3e parallèle. Du plateau de Tourou (35°2′ de long. E. et 4°50′ de lat. S.), Stuhlmann a gagné, « par une descente le long de raides parois de granite », une terrasse qui s'abaisse doucement vers une large vallée. Cet escarpement représente ici la lèvre occidentale de la grande faille. Au bout de quatre heures de marche, le voyageur atteignit de l'autre côté « un escarpement rocheux, médiocrement élevé », qui le ramena à une hauteur d'environ 1500 mètres[1]. « Il est à remarquer, dit-il un peu plus loin, qu'aux deux points de notre passage (à Mouhalala et à Kinyanganya), il ne s'agit pas

[1. *Mit Emin Pascha ins Herz von Afrika*, in-8°, Berlin, 1894, p. 769-770.]

tant d'une fosse ou bande de terrain affaissée entre deux cassures, que d'un glissement ou d'une faille dont la lèvre occidentale forme falaise, tandis que la lèvre orientale s'élève à peine au-dessus de la vallée[1]. »

Baumann, qui a pris en 1892 la même route, fournit les chiffres suivants : sommet de la falaise, 1 820 mètres; gradin inférieur, 1 650 mètres; fond de la vallée, 1 360 mètres. La falaise se prolonge dans la direction du N.E..

On l'a retrouvée par 4° 25′ de lat. S., bordée d'un petit lac allongé comme elle vers le N. N. E. et qui correspond ainsi, par l'orientation et la latitude, au Manyara signalé par M. Suess au pied de la falaise Maou. Le lac Balangda est à environ 1600 mètres d'altitude (Baumann); il reçoit du nord un affluent dont la vallée est orientée de même. Tout à côté s'élève du fond de la dépression un gigantesque cône de basalte, le Gouroui ou Igronivi, qui dépasse en hauteur la falaise elle-même (environ 3 100 mètres d'après von Götzen).

Baumann a suivi la falaise entre 4°20′ et 3°20′ de lat. S. Elle garde la direction N. N. E. jusque vers 4°8′ de lat. et, *à partir de là, elle suit la direction du méridien.* Le lac Manyara s'allonge à son pied entre 3°30′ et 3°46′ de lat. S.; il est coupé par ce méridien 36° que M. Suess considère comme l'axe de la zone affaissée; la dépression se prolonge dans la même direction jusque vers 4°5′ de lat., par la vallée du Kwou, qui coule du S. au N. Ce serait donc là, par 3°8′ de lat., que commencerait la grande cassure longitudinale étudiée par M. Suess. Les deux bassins fermés du Balangda et du Manyara sont séparés par un seuil et affaissés à des profondeurs différentes (1 600 et 1 000 m.). La falaise occidentale a de 700 à 300 mètres de hauteur relative; elle est composée de schistes cristallins à l'ouest du Manyara et de basalte un peu plus au nord[2].

En poursuivant sa marche à l'ouest sur le plateau, Baumann a découvert, par 35°48′ de long., une fosse ovale, le Ngorongoro, avec de hautes parois de tuf et un cratère occupé par un petit lac, et un peu plus loin, vers 35°25′ de long., le voyageur s'est trouvé à l'extrémité d'une « immense cassure » au fond de laquelle, à 1 000 mètres plus bas, on voyait resplendir une grande nappe d'eau[3]. Ce lac Eïassi, dont Wolf et Langheld ont entrevu l'extrémité par environ 3°45′ de lat. S., s'allonge du S.W. au N.E. et se trouve dans l'axe de la cuvette du Ngorongoro. Au sud-ouest, la fosse de l'Eïassi se continue par la vallée du Simbiti, orientée de même et encaissée au même niveau (altitude 1 060 mètres, d'après von Götzen)[4].

[1. Même ouvrage, p. 833.]

[2. Baumann, *Durch Masaïland zur Nilquelle*, in-4°, Berlin, 1894, p. 136 et suiv.), et feuille C-4 de la carte de l'Afrique orientale allemande à 1 : 300.000. Voir aussi O. Baumann, *Die kartographischen Ergebnisse der Massai-Expedition des Deutschen Antisklaverei-Comités* (Petermanns Mitteil., Erg.-H. 111, 1893).]

[3. Baumann, Ouvr. cité, p. 269, etc.]

[4. Feuille C 4 de la carte de l'Afrique orientale allemande à 1 : 300.000.]

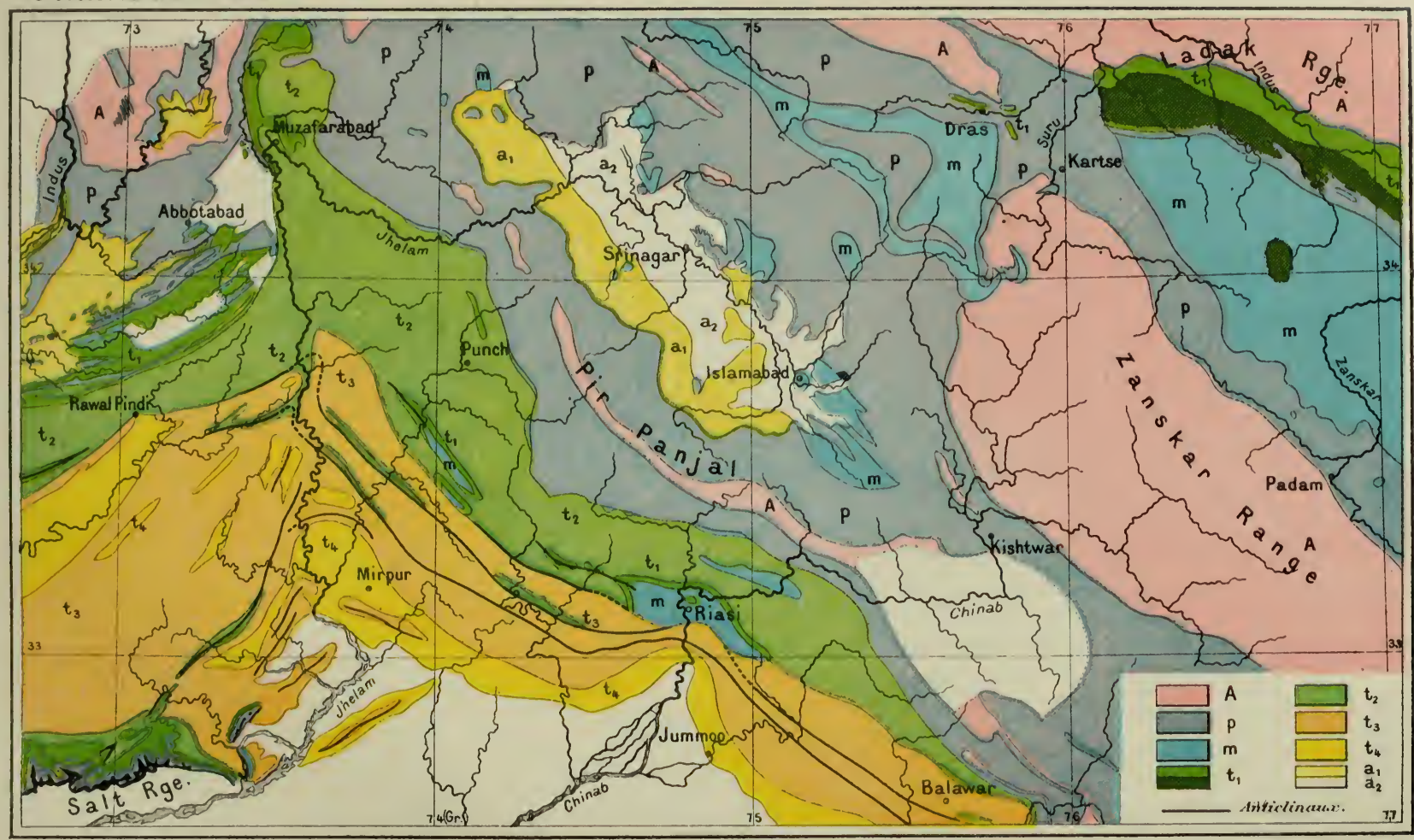
C'est surtout sur la grande faille du Tanganyka que Stuhlmann fournit des données nouvelles, en parfait accord avec les théories développées par M. Suess. D'après ces observations, le Tanganyka, la vallée du Rousisi, le lac Albert-Edouard, la Semliki et le lac Albert jalonneraient une seule et même vallée d'affaissement, la plus formidable peut-être de celles qui coupent cette partie du continent. « De l'autre côté, dit Stuhlmann, le plateau d'entre-lacs se poursuit sur une distance inconnue, car ce sont également des schistes cristallins et des quartzites qui composent la falaise à l'ouest de la Semliki et du lac Albert-Edouard. Le bord oriental de cette fosse est partout très élevé; c'est ce qui ressort de mes observations dans le Mpororo, et de celles de Baumann dans l'Ouroundi ». Quant au gigantesque Rouwenzori ou Rounsoro, qui se dresse au nord-est du lac Albert-Edouard, ce ne serait pas un volcan, comme l'a dit Stanley, mais tout simplement une partie du plateau d'entre-lacs, redressée à une grande hauteur : on ne trouve de traces d'éruptions qu'au pied des versants est et sud[1].

Enfin, l'expédition de M. von Götzen, en 1894, vient de nous apporter quelques observations de plus. En traversant le Rouanda, pays resté inconnu, entre l'itinéraire de Baumann, au nord du Tanganyka, et l'itinéraire de Stuhlmann, au sud du lac Albert-Edouard, le voyageur a découvert, vers le 2e degré de lat. S., un troisième lac, le Kivou, allongé du N. au S. entre deux falaises longitudinales qui semblent le prolongement de celles qui bordent le Tanganyka. Le Rousisi, qui s'échappe de l'extrémité méridionale du lac Kivou, coule du N. au S. entre ces falaises, tout comme le Chiré en aval du lac Nyassa. Au dire unanime des indigènes, le Rousisi coule ainsi jusqu'au Tanganyka. Au nord du lac Kivou, le massif volcanique de Mfoumbiro a surgi en travers de la faille au point où elle change de direction, et sépare le bassin du Kivou de celui du lac Albert-Édouard; un de ses sommets, le Kirounga (3 470 mètres), est un volcan encore actif[2].

Ainsi, l'exploration ultérieure confirme les vues profondes que M. Suess appuyait sur quelques indices épars.]

1. Ouvr. cité, p. 297-298. Voir aussi G. F. Scott Elliot and J. W. Gregory, *The Geology of Mount Ruwenzori and some adjoining Regions of Equatorial Africa* (Quart. Journ. Geol. Soc., LI, 1895, p. 669-680, carte).]

[2. G. Graf von Götzen, *Durch Afrika von Ost nach West*, in-8°, Berlin, 1895, p. 197 et suiv., carte.]



A. Colin & Cie. Imp. E. Dufrenoy

REBROUSSEMENT DES DIRECTRICES AU PIED DE L'HINDOU-KOUCH ET DE L'HIMALAYA.

CHAPITRE VII [1]

LES FAISCEAUX MONTAGNEUX DE L'INDE [2]

Les chaînes extérieures de l'Iran. — La chaîne du Sel (*Salt-Range*). — Les avant-chaînes tertiaires. — L'Himalaya occidental jusqu'à la chaîne du Moustagh. — Le Karakoroum et le Kouen-Lun occidental. — L'Hindou-Kouch et le Pamir. — Vue d'ensemble de la grande serrée. — L'Himalaya oriental. — Les chaînes Birmanes. — Sumatra. — Résumé général.

Depuis qu'Alexandre de Humboldt et Carl Ritter nous ont donné le premier dessin d'une géographie de l'Asie intérieure, de mémorables tentatives ont été faites pour définir avec plus de précision le tracé et la structure des plus grands reliefs montagneux de la terre. C'est seulement dans ces dernières années que F. von Richthofen a exposé l'orographie de la Chine septentrionale, que les audacieux voyages de Prjévalsky ont ouvert une grande partie du Tibet, que l'on a pu, après maints efforts, débrouiller l'allure des chaînes compactes du Pamir, et qu'enfin, pour prix d'un long dévouement à la science, Lydekker a publié la carte géologique de l'Himalaya occidental, depuis la plaine de l'Indus jusqu'aux glaciers du géant anonyme K^2, dans la chaîne du Moustagh.

[1. Traduit par L. Raveneau.]

2. La petite carte ci-jointe (pl. II) a été dessinée d'après les cartes publiées par le Service géologique de l'Inde : l'Himalaya, jusqu'au Jhelam, y est représenté d'après Lydekker, la région tertiaire, à l'est de ce fleuve, d'après Medlicott, et l'ouest d'après Wynne. Les lignes de dislocation du pays tertiaire sont marquées comme des anticlinaux; beaucoup d'entre elles ne sont pourtant que des flexures abaissées vers le sud. — A = Archéen; p = schistes anciens et paléozoïques; m = Mésozoïque ; t_1 = Éocène et épanchements volcaniques éocènes; t_2, t_4 = Tertiaire moyen et supérieur; a_1, a_2 = alluvions anciennes et récentes. Les parties laissées en blanc au nord-est et au sud-ouest d'Abbotabad et au sud de Kishtwar n'ont pas encore été levées. — Au sujet du système de transcription adopté dans ce chapitre, se reporter à la p. 510, note 1. En traitant de régions aussi différentes, on ne saurait éviter des divergences, à moins d'établir une unification forcée qui rendrait plus difficile la comparaison avec les ouvrages originaux.

Néanmoins, même aujourd'hui, la connaissance que nous avons d'une grande partie de ces hauts massifs est encore extrêmement incomplète; aussi n'en est-il que plus nécessaire de rester prudent dans nos conclusions. Nous parlerons dans ce chapitre de la partie des hautes montagnes de l'Asie dont la structure est le mieux connue, et pourtant, ici encore, les lacunes ne manquent pas.

Cette région comprend les chaînes les plus puissantes et les sommets les plus élevés de la terre. On ne peut pas donner comme définitives leurs cotes d'altitude, car il est probable que les chiffres obtenus jusqu'ici restent au-dessous de la vérité, à cause des corrections qu'il y a lieu de faire subir au coefficient de réfraction; en outre, il paraît maintenant vraisemblable que des cimes plus hautes encore que celles qu'on a mesurées jusqu'ici[1] se dressent au nord-ouest du Gaurisankar.

Les plus hauts sommets connus ne s'élèvent pas très loin de la dépression du Gange, dans la chaîne gneissique la plus méridionale de l'Himalaya, et le contraste entre les grandes cimes et la plaine coïncide avec un contraste fortement marqué entre des chaînes plissées et des plateaux dénivelés par cassure. En même temps, nous pouvons étudier ici les relations réciproques de grandes chaînes plissées, et reconnaître comment leurs faisceaux convergents viennent se raccorder (*Schaarung*).

Les plateaux ont été décrits dans le chapitre précédent. Là comme ici, les excellents travaux du Service géologique de l'Inde nous serviront de point de départ et nous fourniront les données essentielles. Mais, malgré la multiplicité des informations contenues dans ces documents, je n'aurais pas osé entreprendre une tâche aussi délicate si je n'avais eu, sur un grand nombre de points, le bienveillant secours de plusieurs confrères particulièrement compétents, tant anglais que russes. On le verra d'ailleurs dans le présent chapitre et dans le suivant. —

Les Alpes nous enseignent que, dans leurs branches diverses, les plis incurvés de la bordure externe conservent beaucoup mieux leur unité de structure et de direction que les parties internes : nous commencerons donc ici encore par l'examen de ces zones marginales.

Quatre arcs s'avancent vers la péninsule de l'Inde.

Le premier de ces arcs formant bordure commence aux monts du Kourdistan; il limite la plaine de la Mésopotamie, suit le golfe

1. W. W. Graham, *Travel and Ascents in the Himalaya's* (Proc. R. Geogr. Soc., new ser., VI, 1884, p. 68-70 et 429-447).

Persique, s'infléchit de plus en plus vers l'est, atteint les bouches de l'Indus, puis se dirige au nord, en longeant ce fleuve, jusqu'aux environs de Tank, au nord-ouest de Dera-Ismaïl-Khan. C'est la bordure externe de l'*arc iranien*.

La seconde chaîne bordière diffère par sa structure de toutes les autres montagnes du globe. Elle s'avance vers l'Indus en décrivant une courbe très accentuée par le mont Sheikh Budin vers Puniala, recule jusqu'à Kalabagh où elle est coupée par l'Indus, retourne vers le sud, de l'autre côté du fleuve,et,près de Jalalpur, atteint le Jhelam. C'est la chaîne du Sel (*Salt Range*), bordure extrême de l'*Hindou-Kouch*, et en même temps le plus court des quatre segments que nous avons à examiner.

Du Jhelam part la lisière de l'*Himalaya;* elle se dirige d'abord vers le S.E., puis de plus en plus vers l'E., et enfin l'E.N.E., pour pénétrer dans la vallée du Brahmapoutra, en face du plateau de l'Assam, qui affecte la forme d'un coin. C'est le troisième segment marginal.

A partir du Brahmapoutra, au sud du plateau de Shillong, la bordure d'un nouvel ensemble de chaînes apparaît. Elle se dirige d'abord presque parallèlement à l'Himalaya, c'est-à-dire vers l'W.S.W., et se recourbe ensuite vers le S.W., puis assez rapidement vers le S., à travers le pays d'Arrakan, jusqu'au cap Negraïs, pour se prolonger par les îles Andaman et Nicobar. Nous appellerons les chaînes auxquelles appartient cette bordure *chaînes birmanes*; mais elles ne représentent elles-mêmes qu'un tronçon d'une ligne recourbée d'une extraordinaire amplitude, embrassant au nord le système indo-chinois (*hinterindisches System*) de Richthofen et au sud une grande partie des îles de la Sonde : nous la désignerons dans son ensemble sous le nom de *ligne malaise*.

Les chaînes extérieures de l'Iran. — La partie occidentale des chaînes extérieures de l'Iran est formée de hautes crêtes montagneuses qui, à l'est du Tigre, se dirigent vers le S. E. pour atteindre le golfe Persique et prendre ensuite une direction de plus en plus W.-E. Nous comprendrons sous le nom de *Chaînes du Zagros* toute la partie orientée vers le S.E. Loftus les a traversées dans plusieurs directions, nous suivrons ici le tableau qu'il en a donné[1].

Dans la dépression mésopotamienne pointe çà et là, à travers les alluvions, une série de sédiments qui datent du milieu de l'époque

1. W. K. Loftus, *On the Geology of Portions of the Turko-Persian Frontier, and of the Districts adjoining* (Quart. Journal Geol. Soc., XI, 1855, p. 247-344, carte géol.).

tertiaire et que l'on désigne sous le nom de série gypsifère (*gypsiferous series*). Leur extension est très considérable; d'après Loftus, ils correspondent aux dépôts de gypse et de sel du lac de Van, qui, nous l'avons vu plus haut, sont probablement l'équivalent des dépôts de gypse et de sel des Carpathes, et par conséquent du Schlier.

Cette série gypsifère comprend trois termes : au sommet, des dépôts de cailloux roulés ; au-dessous, un grès calcaire, friable, de couleur rouge ; à la base enfin, des argiles bigarrées avec du gypse et par endroits du sel. A cette série appartiennent les gîtes d'asphalte que l'on rencontre dans les avant-monts du Zagros.

Sur la lisière orientale de la plaine d'alluvions, le groupe gypsifère se relève. Ses couches plissées et redressées forment un large rebord au pied des montagnes, de 36° de lat. N. à 29° 47′, entre Jeziret-Ibn-Omar, en amont de Mossoul, et Kazeroun. Les couches affleurent par la tranche et reparaissent à de très fortes altitudes, au milieu des montagnes, dans un certain nombre de lambeaux, conservés au fond des plis synclinaux, par exemple en Louristan dans la vallée du Kerkha, sur le Pish-Kouh, à 6 000 pieds [1 800 m. environ], et à Kirind, à l'ouest de Kermanchah, où l'on a trouvé des coquilles marines mal conservées à environ 5 500 pieds [1675 m.].

Sous le groupe gypsifère vient le calcaire nummulitique, qui est très épais. Il forme par ses plissements de hautes arêtes en forme de selle, qui se poursuivent sur de grandes longueurs et sont percées de profondes coupures transversales, et par endroits des « diz » ou rocs fortifiés presque inaccessibles. Tel est le puissant Ban-i-Zardah, entre Bagdad et Sennah. Il est limité au sud-ouest par la tête d'un anticlinal rompu, et au nord-est par une cassure qui a fait tomber toute la masse du « diz », en le détachant du synclinal suivant, dont il forme la partie antérieure. C'est sur ce bloc de calcaire nummulitique que Yezdedjerd, le dernier des Sassanides, chercha à opposer une résistance suprême aux Musulmans.

Le calcaire nummulitique atteint dans le Zagros des hauteurs de plus de 10 000 pieds [3 000 m. environ]. Ses plissements se poursuivent du nord au sud à travers toute la largeur de la chaîne, jusqu'au delà des ruines de Persépolis.

Le terme suivant de la série des terrains appartient au système crétacé ; il est également formé, en général, par des calcaires durs. Cet étage, à partir des monts du Kourdistan, traverse le Louristan, prend une grande extension dans les monts des Bakhtyaris, puis se prolonge vers le sud-est. Il est possible que des calcaires bleus, qui se trouvent au-dessous des calcaires crétacés, appartiennent à

un groupe mésozoïque plus ancien, mais c'est là une simple hypothèse, mise en avant par Loftus : les observateurs qui ont suivi, entre autres Blanford, ne l'ont pas confirmée [1]. En un seul point, au milieu des monts des Bakhtyaris, dans des calcaires gris, a été trouvée une *Orthis* d'âge dévonien ou silurien. Enfin, au-dessous de toutes ces couches, dans la partie orientale des montagnes, apparaissent des schistes archéens; ils accompagnent une grande zone granitique venant du nord-ouest qui forme sur la lisière orientale de la chaîne, du côté de la plaine, le mont Elvend, haut de 13780 pieds [4 200 m.], et, à partir de ce point, se prolonge sans interruption jusqu'à la chaîne basse de Farajabad, par 32°15′ de lat. N.

Ainsi, la série des chaînes du Zagros et leurs prolongements jusqu'à Chiraz se présente comme un système de plis parallèles, dissymétrique, dû à une poussée tangentielle exercée du N. E. vers le S.W. Sur le bord oriental se dresse le granite de l'Elvend, entouré de schistes anciens; à l'ouest se succèdent les plis des calcaires crétacés et nummulitiques, et sur le bord extérieur, vers la plaine, la série gypsifère redressée.

La succession des couches ressemble singulièrement à celle que nous avons rencontrée en Arabie et en Égypte [2]. Il n'y a pas à cet égard entre le Zagros et son avant-pays un de ces contrastes dont les Alpes nous fournissent un exemple si frappant, et l'on serait

[1. La présence, dans le Kourdistan et le pays des Bakhtyaris, de terrains sédimentaires antérieurs à l'époque crétacée a été confirmée par les recherches de A. Rodler (*Bericht über eine geologische Reise im westlichen Persien*, Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Cl., XCVIII, Abth. 1, 1889, p. 28). Ce géologue a observé dans le Zagros, au-dessous des calcaires à hippurites : 1° un ensemble de calcaires blancs et dolomies, puis de grès micacés et de schistes, rapportés avec doute au Trias; 2° des calcaires à fusulines (Carbonifère); 3° des calcaires dévoniens; 4° le « blue limestone », sans fossiles; enfin, 5° des schistes argileux noirs, D'autre part, J. de Morgan a annoncé la découverte de brachiopodes jurassiques entre Hamadan et Kirmanchahan (*Note sur les gîtes de naphte de Koud-e-Chirin, gouvernement de Ser-I-Poul*, Ann. des Mines, 9e sér., I, 1892, p. 227-238; voir aussi, du même auteur, *Mission scientifique en Perse*, t. I, *Études géographiques*, in-4°, Paris, 1894, p. 8).]

[2. Les échinides recueillis dans le Louristan par J. de Morgan ont été étudiés par Cotteau et Gauthier (C. R. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXIII, 1895, p. CVII-CIX). Ces savants y ont reconnu la présence d'espèces caractéristiques du Cénomanien et du Sénonien supérieur; ils insistent sur les relations très étroites entre les fossiles examinés et la faune de l'Algérie et de la Tunisie, relations qui conduisent à admettre que les deux pays, bien que fort éloignés l'un de l'autre, étaient, à l'époque crétacée, baignés par la même mer (pour la description de ces échinides, voir *Mission scientifique en Perse*, t. III, *Paléontologie*, in-4°, Paris, 1895). — F. Noetling a signalé, de même, la découverte de plusieurs espèces danniennes des Pyrénées (*Hemipneustes*, etc.) dans les chaînes du Baloutchistan (*Preliminary Notice on the Echinoids from the Upper Cretaceous System of Baluchistan*, Rec. Geol. Surv. Ind., XXVII, 1894, p. 124-129); l'une des plus caractéristiques, le *Coraster Vilanovae*, avait déjà été indiquée par Cotteau à Tersachan, près de l'Atrek, dans le Turkestan (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XVII, 1888, p. 153).]

tenté de dire que les chaînes du Zagros ne sont qu'un fragment plissé du plateau désertique[1].

Par delà les monts Zagros surgissent encore d'autres chaînes, dont la direction dominante est S. E. ou E. S. E. et, sur le versant septentrional du Kohroud, haut sommet situé entre Kachan et Ispahan, Blanford et Tietze ont trouvé du granite, tandis que le versant méridional est formé par des calcaires[2].

La structure du bord extérieur de l'Iran fait seule ici l'objet de notre examen. Si nous sommes en état d'en poursuivre l'étude vers le sud-est, nous le devons surtout à Blanford, qui a visité en beaucoup d'endroits la côte qui s'étend à partir du cap Monze, traversé la chaîne bordière de Gwadar dans son voyage à Kirman par Djalk et Bampour, et donné une description détaillée des chaînons de la rive droite du bas Indus, lesquels forment la partie sud-orientale des montagnes bordières de l'Iran[3].

Les côtes, d'après Blanford, sont entourées d'une formation marine très récente (*Litoral concrete*), qui ne s'élève que de 20 à 25 pieds [6 à 7 m.] au-dessus du rivage actuel. Le terme le plus ancien qui vient ensuite, sur toute la côte du Mekran, correspond à des formations marines très puissantes, en couches horizontales, visibles jusqu'au cap Monze, et qui recouvrent les creux et les saillies externes de la montagne. Blanford désigne ces dépôts sous le nom de *groupe du Mekran*. La position qu'ils occupent rappelle celle du troisième ou du quatrième étage méditerranéen dans le bassin de la Méditerranée; il est probable que ce sont les mêmes couches marines récentes qui se montrent sur la côte septentrionale du golfe Persique, en particulier près de Bouchir, dans l'île de Kharak.

Dans les îles du détroit d'Ormuz, et probablement aussi sur la côte voisine, affleurent sous le groupe du Mekran des dépôts salins bigarrés en couches redressées, qu'il est permis de considérer comme le prolongement du groupe gypsifère de la Mésopotamie.

Dans l'intérieur du pays se succèdent ensuite des calcaires

[1. Voir la note 1 de la page 351.]

2. E. Tietze, *Bemerkungen über die Tektonik des Alburgsgebirges in Persien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVII, 1877, p. 407). D'après les recherches de V. von Möller, on pourrait ranger ce calcaire dans le Carbonifère : *Ueber einige Foraminiferenführende Gesteine Persiens* (Ibid., XXX, 1880, p. 580-586).

3. W. T. Blanford, *Note on the geological formations seen along the Coasts of Bilúchistán and Persia from Karaché to the Head of the Persian Gulf* (Rec. Geol. Surv. Ind., V, 1872, p. 41-48); *Eastern Persia, An Account of the Journeys of the Persian Boundary Commission*, 1870-71-72, vol. II : *Zoology and Geology, by* W. T. Blanford, in-8°, London, 1872.

nummulitiques, des marnes et des grès éocènes et des calcaires blancs à hippurites, dont l'épaisseur est considérable. De Chiraz ces terrains se poursuivent vers le sud-est et s'étalent largement, en constituant les chaînes plissées, puis, dans le Baloutchistan, alignés de l'E. à l'W. en longues traînées parallèles, atteignent Djalk en passant par Pishin ; ils s'étendent même beaucoup plus loin encore. Les calcaires crétacés sont en quelques points traversés par des roches éruptives du même âge. La base est formée par des gneiss, des micaschistes et des talcschistes ; ces roches sont visibles à Saidabad, au sud-ouest de Kirman et sur le bord de la grande plaine de Narmachir, de telle sorte que Blanford a pu admettre qu'elles forment une zone continue partant de l'Elvend, traversant toute la région du Zagros et atteignant la frontière du Baloutchistan.

Enfin des roches volcaniques plus récentes prennent une extension notable. Au nord-est des roches anciennes de Saidabad, dont nous venons de parler, elles forment les hautes montagnes qui s'étendent jusqu'aux environs de Kirman ; au sud-est, près de Rayin, le Kouh-Hazar, qui mesure 14 600 pieds [4 450 m.], leur appartient ; elles s'épanouissent entre Bam et Bampour, et de l'autre côté se dressent les deux cônes, puissants mais peu connus, du Kouh-i-Basman et du Kouh-i-Naushada.

Ainsi les chaînes bordières de l'Iran, dans la mesure où elles nous sont connues, présentent jusqu'au Baloutchistan la même structure et la même succession de terrains que dans le nord-ouest. Quelques indices, il est vrai, notamment les croquis orographiques de St. John, font supposer qu'au détroit d'Ormuz deux systèmes de plis externes, disposés en croissant, viennent se raccorder l'un à l'autre, et qu'en conséquence la forme de ce bras de mer est motivée par l'allure de ces plissements et par la manière dont ils se comportent à l'égard de l'avant-pays, l'Arabie. Mais dans l'orientation des chaînes intérieures, on ne connaît pas de rebroussement (*Schaarung*) de ce genre. Elles se rapprochent, en se dirigeant au sud-est, des chaînes du Baloutchistan, qui courent vers l'est et forment la jonction avec les plis montagneux du Sind [1].

Les montagnes du bas Indus, dont la structure a été étudiée presque exclusivement aussi par Blanford, commencent avec le chaînon très court, orienté au S.W., qui plonge sous la mer au cap Monze. Parmi les autres chaînes, je ne nommerai que la *chaîne des Laki*, qui s'avance vers l'est, et s'arrête au nord près de

1. Oliv. B. St. John, *On the Physical Geography of Persia* (*Eastern Persia, An Account*, etc., I, en particulier carte orographique, p. 6).

Sehwan, après avoir déterminé le coude du bas Indus vers l'est; puis la longue *chaîne des Kirthar*, légèrement sinueuse mais orientée d'une manière générale S.-N., entre 26° 15′ et 28° de lat. N. Ce sont des plissements simples, de hauteur médiocre, et nulle part on n'y connaît de roches antérieures au terrain crétacé. Dans la chaîne des Laki, pour ainsi dire en vue du plateau ancien de la presqu'île hindoue, affleure encore sous les couches nummulitiques le calcaire blanc à hippurites : dans la partie sud-orientale de ce chaînon se montrent les premiers affleurements de basalte, avant-coureurs de la nappe du Dekkan; ces roches ont pris part au plissement. Des couches du milieu de l'époque tertiaire, notamment le groupe marin de Gaj et le groupe continental de Manchar, qui représente l'étage des Siwaliks, si connu dans la bordure himalayenne pour sa richesse en mammifères fossiles, sont également plissées et forment une bonne partie de ces hauteurs. Mais la série marine du Mekran, restée horizontale et plus récente encore, n'atteint pas le cap Monze et n'a pas été retrouvée dans la vallée de l'Indus[1].

De même, dans la partie occidentale de ces chaînons, sur toute la distance comprise entre Quetta, Kélat et Gwugjuck sur la Muskha dans le Mekran (380 kilomètres environ), Cook n'a pas trouvé de dépôts plus anciens que le terrain crétacé. Ici l'Éocène est associé à des serpentines et à des diorites ou repose directement sur ces roches, dont Carter signale l'analogie avec celles de l'Arabie méridionale[2].

L'orientation S.W. du cap Monze, puis l'apparition de la chaîne des Laki à l'est, enfin la direction méridienne de la chaîne Kirthar donnent aux montagnes du bas Indus une disposition en forme d'S allongé. Au nord des Kirthar, la chaîne Suliman, beaucoup plus puissante, apparaît de nouveau à l'ouest, mais la constitution reste la même.

Griesbach s'est avancé par la passe de Bolan et Kandahar jusqu'à Girichk, sur l'Hilmend. Il a traversé un grand nombre de chaînes dirigées vers le S.W., mais sans rencontrer, sur ce parcours encore, de terrains antérieurs au Crétacé et à l'Éocène[3]. Les

1. W. T. Blanford, *The Geology of Western Sind* (Mem. Geol. Surv. Ind., XVII, 1880, p. 1-201, carte).

2. H. Cook, *Geological Discoveries in the Valley of Kelat and surrounding parts in Beloochistan* (dans H. J. Carter, *On Contributions to the Geology of Western India*, Journ. Bombay Branch R. Asiatic Soc., VI, 1862, p. 184-194). La présence d'orthocères, signalée par Carter dans le calcaire crétacé, ne me paraît pas, contrairement à d'autres auteurs, une preuve suffisante de l'affleurement de couches plus anciennes.

[3. Depuis la publication de son mémoire sur l'Afghanistan, C. L. Griesbach a rencontré aux environs de Quetta des calcaires à fossiles néocomiens, surmontant des calcaires

calcaires crétacés, notamment aux environs de Kandahar, sont percés de roches éruptives de même âge : dans quelques chaînons l'Éocène est accompagné de Flysch ; la série de Gaj, qui appartient au milieu de l'époque tertiaire, n'est pas plissée, mais repose en discordance sur les terrains antérieurs jusque dans la vallée de Pishin, à l'ouest de Quetta. Griesbach n'en considère pas moins ces montagnes de calcaire crétacé et de Flysch de l'Afghanistan comme faisant partie de ce vaste domaine où la succession des couches est identique, et qui, depuis le Karst, l'Herzégovine et la Grèce, s'étend jusqu'à l'Indus à travers la Syrie et la Perse [1].

Tous les plis extérieurs, depuis la mer jusqu'à 30° 30′ de lat. N., ont été examinés par Blanford; les plus anciens sédiments appartiennent sans exception à la formation crétacée [2]. Enfin, au nord, Griesbach a gravi le Takht-i-Suliman, haut de 11 300 pieds [3 440 m. environ], cime culminante de la chaîne Suliman, et ici encore n'a pas rencontré de roches antérieures au Crétacé [3].

compacts avec nombreuses ammonites jurassiques (*Annual Report of the Geological Survey of India for the year* 1894 ; Rec. Geol. Surv. Ind., XXVIII, 1895, p. 6-9); de plus, il a découvert, au nord-est de cette localité, des lambeaux carbonifères et triasiques fossilifères, formant de véritables « blocs exotiques », le long d'une des maîtresses lignes de dislocation du pays (Ibid., p. 8). Voir aussi F. Noetling, *Baluchistan Fossils. The Fauna of the Kellaways of Mazár Drik* : vol. I, part 1. *The Cephalopoda.* In-4°, 22 p., 13 pl., 1895 (Paleont. Ind., Ser. XVI).]

1. C. L. Griesbach, *Report on the Geology of the Section betw. the Bolan Pass in Biluchistan and Girishk in Southern Afghanistan* (Mem. Geol. Surv. Ind., XVIII, 1881, p. 1-60, carte). Le mode de pénétration des roches éruptives qui, au contact, à Kandahar, renferment de l'or, rappelle fort l'observation de Pošepny, que les intrusions dans le calcaire ont souvent profité de la présence de systèmes de cavités, formées par l'eau bien longtemps auparavant. [Sur la géologie de l'Afghanistan, consulter les *Field-Notes* de C. L. Griesbach (Rec. Geol. Surv. Ind., XIX et XX, 1886-1887), en particulier n° 5, *To accompany a Geological Sketch Map of Afghanistan and North-Eastern Khorassan* (XX, p. 93-103, carte; résumé, Annuaire Géol. Univ., III, 1887. p. 598-607).]

2. W. T. Blanford, *The Geology of Western Sind* (Mem. Geol. Surv. Ind., XVII, 1879, p. 1-210, cartes); le même, *Geological Notes on the Hills of the Neighbourhood of the Sind and Punjáb Frontier between Quetta and Dera Ghazi Khan* (Ibid., XX, 1883, p. 105-240, cartes); voir aussi V. Ball, *Geological Notes made on a Visit to the Coal discovered in the Country of the Luni Pathans* (Rec. Geol. Surv. Ind., VII, 1874, p. 145-158, carte). [Sur le faisceau de plis compris entre Quetta et Dehra-Ismaïl-Khan, voir R. D. Oldham, *Report on the Geology of Thal Chotiali and part of the Mari Country* (Ibid., XXV, 1892, p. 18-29, carte et 5 pl.); C. L. Griesbach, *On the Geology of the Country between the Chappar Rift and Harnai in Baluchistan* (Ibid., XXVI, 1893, p. 113-147, carte et 3 pl.).]

3. Griesbach, dans Medlicott, *Annual Report for* 1883 (Rec. Geol. Surv. Ind., XVII, 1884, p. 1). Les renseignements sur le prolongement dans le pays des Wuziri sont incomplets et assez contradictoires : Stewart et Oldham, Journ. R. Asiatic Soc. Bengal, XXIX, 1861, p. 314-320 et Alb. M. Verchère, *Kashmir, the Western Himalaya and the Afghan Mountains, a geological paper* (Ibid., XXXVI, part 2, 1867, p. 18-20). [Voir pour plus de détails, C. L. Griesbach, *Report on the Geology of the Takht-i-Suleman* (Rec. Geol. Surv. Ind., XVII, 1884, p. 175-196, carte et 2 pl.); pour le prolongement

Les observations réunies jusqu'à présent sur la constitution des chaînes bordières de l'Iran nous donnent, comme on le voit, des résultats concordants et fort nets. De notre point de départ, Jezíret-ibn-Omar sur le Tigre en amont de Mossoul, jusqu'aux approches de l'Hindou-Kouch à Tank, non loin de Dera-Ismaïl-Khan sur l'Indus, ces chaînes bordières entourent le haut pays, de telle sorte qu'une très petite partie seulement des eaux de l'intérieur parvient à s'écouler dans la mer; de plus, s'il est possible que les plis extrêmes subissent au détroit d'Ormuzd un rebroussement particulier, les plis intérieurs, du moins, se continuent depuis le haut Tigre jusqu'au Baloutchistan, et de là, en s'infléchissant, jusqu'au Takht-i-Suliman; et, dans ce grand système de plis arqués de l'W. à l'E., les roches dominantes sont le calcaire à hippurites, le Flysch, le calcaire nummulitique et les couches miocènes. En aucun point on n'a signalé de représentants des parties moyennes ou inférieures de la série mésozoïque [1]; les terrains paléozoïques seuls apparaissent çà et là, mais, en général, partout du moins où il est visible, le soubassement est formé de gneiss et de schistes anciens. Des roches éruptives, crétacées, tertiaires ou même plus récentes, viennent s'ajouter à cet ensemble.

C'est seulement sur la côte du Mekran et dans le golfe Persique que l'on connaît des couches marines récentes horizontales, venant s'adosser aux terrains préexistants. Dans toutes les autres parties de la chaîne bordière, les dépôts les plus récents que l'on rencontre ont été soumis au plissement.

A l'ouest, l'Arabie se présente en avant de l'arc iranien avec une succession de couches sensiblement identique; à l'est au contraire, s'étale une région toute différente, les plateaux de l'Inde péninsulaire, caractérisés par leur longue série de grès mésozoïques anciens; non moins différente est enfin la succession des terrains dans les chaînes de l'Hindou-Kouch qui, au nord-est, viennent se raccorder à l'arc iranien.

Pour mettre en évidence l'énorme amplitude des mouvements horizontaux dans cette région, il suffit d'indiquer, comme le remarque Blanford, que la route de Gwadar à Djalk, dans le Baloutchistan, sur près de 240 kilomètres, ne croise que des couches verticales ou presque verticales, qui, apparemment, sont d'âge tertiaire [2].

sud de la chaîne du Takht-i-Suliman, consulter Tom D. La Touche, *Geology of the Sherani Hills* (Ibid., XXVI, 1893, p. 77-95, carte et 5 pl.).]

[1. Voir ci-dessus, p. 551, note 1, et 554, note 3.]

2. Medlicott and Blanford, *Manual of the Geology of India*, I, p. LIX.

La chaîne du Sel (Salt-Range). — Une zone commune de sédiments tertiaires plissés dessine le contour de tous les grands arcs indiens. Néanmoins la bordure de l'Hindou-Kouch se distingue de celle des autres arcs, de même que de celles de toutes les autres chaînes de montagnes qui me sont connues, par cette circonstance que, sur sa lisière extrême, *le soubassement des avant-chaînes tertiaires apparaît, en formant un gradin abrupt*, découpé par des cassures multiples. Ce gradin, auquel s'appuie directement la plaine d'alluvions du Pandjab, c'est la chaîne du Sel[1] (fig. 79).

L'altitude de cette plaine d'alluvions se maintient dans l'ensemble à 750 pieds [230 m. environ], la hauteur moyenne du gradin qui la domine dépasse légèrement 2 000 pieds [600 m.], et le point culminant de la chaîne du Sel, le Sakesar, atteint 5 010 pieds [1 527 m.] au-dessus du niveau de la mer. Ce gradin, qui en beaucoup d'endroits ressemble à un anticlinal rompu, n'est d'ailleurs nullement rectiligne; au contraire, vers Kalabagh, où l'Indus débouche sur la plaine, il présente un renfoncement si accusé que le pays montueux limité par cette barrière se divise en deux plateaux, à

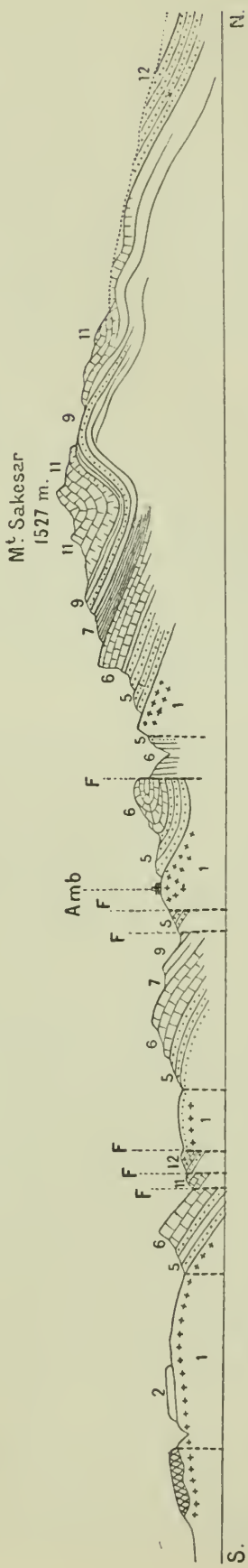


Fig. 79. — Coupe du Salt Range occidental, passant par le Sakesar et les environs d'Amb, d'après Wynne (Mem. Geol. Survey of India, XIV, 1878, pl. XXVI, fig. 45, p. 244). — Échelle : longueurs et hauteurs = 1 : 80.000. environ.
1. Argile salifère; 2. Grès pourprés; 5. Grès mouchetés; 6. Calcaire carbonifère; 7. Trias; 9. Jurassique; 11. Calcaire nummulitique; 12. Grès tertiaire.
FF = Failles[2].

[1. Le rattachement du Salt Range à l'Hindou-Kouch a été combattu, pour des raisons diverses, par W. Waagen (*Salt-Range Fossils*, vol. IV, part 1, 1889) et C. L. Griesbach (*The Geology of the Safed Koh*, Rec. Geol. Surv. Ind., XXV, 1892, p. 61-67); voir aussi R. D. Oldham, *A Manual of the Geology of India*, 2d ed., 1893, p. 7.]

[2. Les failles ont été représentées dans cette coupe comme étant verticales; il est très probable, au contraire, que la plupart sont fortement inclinées sur l'horizon et plongent vers le nord.]

savoir la plaine de Bannu, haute de 1 000 à 1 500 pieds [300-450 m.], et la plaine de Rawalpindi ou du Potwar, beaucoup plus étendue et à peu près aussi élevée. Wynne a décrit en détail la structure de la chaîne du Sel, et Waagen a fixé l'âge des différents terrains qui entrent dans sa constitution [1].

Les sédiments les plus anciens qui soient visibles sont des couches salifères et des grès rouges. Vient ensuite un calcaire à *Productus*, très riche en restes organiques, et que l'on a considéré jusqu'à présent comme l'équivalent du calcaire carbonifère ; ce calcaire est surmonté par des bancs à cératites attribués au Trias [2]; à un niveau plus élevé se rencontrent des fossiles du Jurassique moyen, puis des schistes noirs, analogues aux schistes jurassiques de Spiti, dans les hautes chaînes ; plus haut encore se montre un grès vert, avec fossiles néocomiens ; enfin viennent l'Éocène et la puissante série des dépôts tertiaires. Plusieurs de ces horizons offrent une ressemblance très marquée avec les terrains de l'Himalaya, et Waagen considère l'ensemble de la série comme représentant le passage de la succession des couches de Katch à celle des hautes chaînes [3].

1. A. B. Wynne, *On the Geology of the Salt Range in the Punjáb* (Mem. Geol. Surv. ind., XIV, 1878, 313 p., carte); le même, *On the Trans-Indus Extension of the Punjáb Salt Range* (Ibid., XVII, b, 1880, 95 p., cartes); W. Waagen, *Salt-Range Fossils* (Palaeont. Ind., Ser. XIII, 1879 et suiv.). [La stratigraphie de la chaîne du Sel a donné lieu, dans ces dernières années, à de nombreuses publications ; voir surtout W. Waagen, *Salt-Range Fossils*, vol. IV, *Geological Results*, parts 1-2, p. 1-242 (Palæont. Ind., Ser. XIII, 1889-1891 ; résumé, Annuaire Géol. Univ., VI, 1889, p. 575-580), et R. D. Oldham, *Manual*, 2d ed., 1893, p. 109-114, 119-129, etc. Ces travaux ont montré qu'il existe, au-dessous du terrain carbonifère, un Cambrien avec *Neobolus*, *Conocephalites*, *Olenus*, *Olenellus*, etc. C'est l'horizon fossilifère le plus ancien que l'on ait signalé jusqu'à présent dans toute l'étendue de l'Inde. D'autre part, l'origine sédimentaire des dépôts de sel et leur âge paléozoïque ont été contestés par C. S. Middlemiss (*Notes on the Geology of the Salt Range, with a re-considered Theory of the Origin and Age of the Salt Marl*, Rec. Geol. Surv. Ind., XXIV, 1891, p. 19-42, 5 pl.), qui y voit le résultat de phénomènes éruptifs et métamorphiques particuliers, survenus à l'époque tertiaire Enfin, les récentes études du *Geological Survey of India* ont établi que les dépôts à blocs (*boulder-beds*) du Salt Range, primitivement répartis par A. B. Wynne dans plusieurs étages, se placent sur un seul et même horizon, à la base de la série carbonifère locale, et correspondent aux conglomérats de Talchir, dans l'Inde péninsulaire ; ces dépôts renferment de nombreux cailloux striés, regardés comme d'origine glaciaire (Oldham, ouvr. cité, p. 120 et suiv., 493 et *passim*).]

2. Dans quelle mesure les dénominations de « carbonifère » et de « triasique » doivent être modifiés, c'est ce qu'on ne pourra voir que lorsque les recherches paléontologiques entreprises par Waagen seront terminées. [Pour le Trias, voir W. Waagen, *Vorläufige Mittheilung über die Ablagerungen der Trias in der Salt Range* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLII, 1892, p. 377-386 ; *Preliminary Notice on the Triassic deposits of the Salt Range.* (Rec. Geol. Surv. Ind., XXV, 1892, p. 182-186) ; *Salt-Range Fossils*, vol. II, *Fossils from the Ceratite Formation*, part 1, in-4°, 323 p., 40 pl., 1895 (Palaeont. Ind., Ser. XIII).]

3. Waagen, *Geographische Vertheilung der fossilen Organismen in Indien*, p. 8.

Les accidents sont extrêmement importants; les différents tronçons qui, par leur réunion, constituent les deux arcs de la chaîne du Sel, changent brusquement de direction, et par places se recourbent en S; en outre l'action des eaux, qui délayent les couches de sel au pied de la falaise terminale, détermine des affaissements locaux d'une grande ampleur. Du côté de l'ouest se présente d'abord une chaîne tertiaire orientée S.E.; une autre vient à sa rencontre avec une direction S.W. Au point où ces deux chaînes se rejoignent, à l'angle méridional, surgit la masse du Makdum Gund ou Sheikh Budín (fig. 80), qui fait saillie à 4516 pieds [1376 m.] et où, grâce à

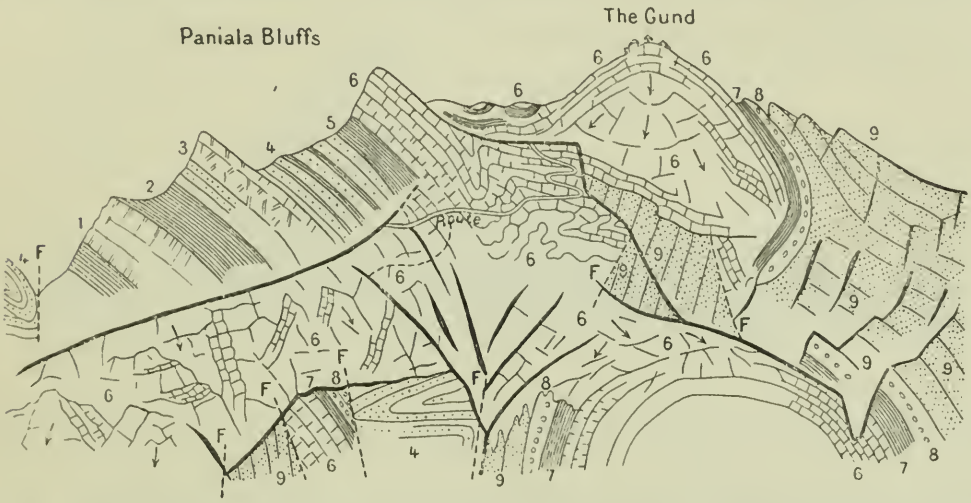


Fig. 80. — Extrémité orientale de la chaîne du Sheikh Budin, Trans-Indus Salt Range, d'après Wynne (Mem. Geol. Survey of India, XVII, 1880, p. 80 (290), fig. 11).

1. Carbonifère; 2. Trias; 3. Bancs dolomitiques; 4-7. Jurassique : 4. Couches bigarrées; 5. Zone marneuse; 6. Calcaire jurassique; 7. Marnes noires jurassiques; 8. Grès, crétacés en partie?; 9. Grès (Siwalik); FF = Failles.

l'existence d'un pli déversé vers le sud, un lambeau important de Tertiaire supérieur se trouve encastré dans le terrain jurassique. Le pli qui se dirige vers le S.W. est accompagné à l'est par une ride parallèle qui, dans sa partie orientale, montre à nu les couches les plus anciennes de la série; ensuite, il se contourne en S : le bord convexe, devenu concave, présente alors les couches les plus anciennes. Il atteint ainsi Kalabagh, où commence le second arc, celui qui enveloppe le Potwar. Ce second arc atteint à l'est le Jhelam près de Jalalpur, et se prolonge ensuite au nord par la chaîne du mont Tilla, laquelle est très irrégulière et également tordue en forme d'S (pl. II).

Ainsi, ce court segment de bordure, resserré entre la chaîne du Suliman et l'Himalaya, offre les accidents à la fois les plus énergiques et les plus variés.

Les avant-chaînes tertiaires. — Dans les Alpes Occidentales, une ligne très nette sépare la région de la Mollasse des plissements plus intérieurs. Le premier terme est la Mollasse d'eau douce inférieure; la limite surplombe vers l'extérieur, de telle sorte que la Mollasse plonge vers les Alpes; à partir de cette limite, elle se redresse pour former un et même deux anticlinaux, et devient enfin horizontale à l'approche de la plaine. A plusieurs reprises, des observateurs sérieux ont affirmé que les intercalations de conglomérats apparaissent dans la Mollasse au débouché des vallées transversales actuelles, et l'on en a conclu que ces vallées existaient déjà, antérieurement à une bonne partie des temps tertiaires, et par suite

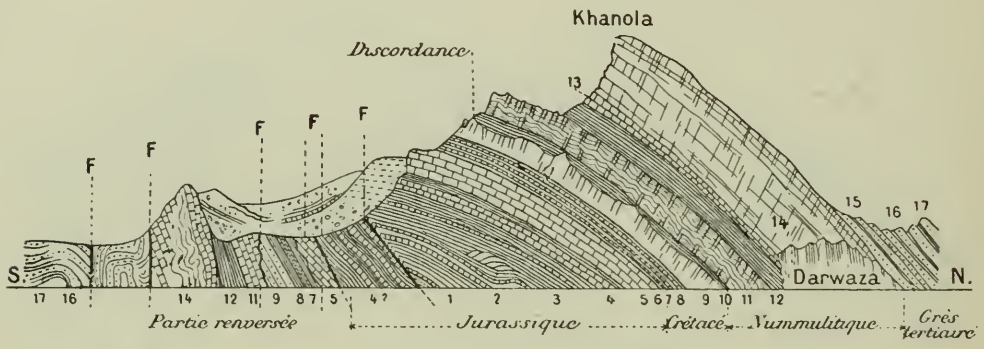


Fig. 81. — Coupe du Trans-Indus Salt Range au col de Chichali, près Kalabagh, d'après Wynne (Mem. Geol. Survey of India, XIV, 1878, pl. XXXI, fig. 55, p. 269).

Terrain jurassique : 1-4. Calcaires gris et Marnes; 5. Calcaires blancs; 6. Grès oolithique. — Terrain crétacé (Néocomien) : 7, 8. Marnes noires à *Ammonites*, *Belemnites*, *Gryphæa*, etc.; 9. Grès charbonneux. — Terrains tertiaires : 10-13. Marnes et Calcaires nummulitiques intérieurs; 14. Calcaires compacts à *Nummulites;* 15. Brèche à ossements; 16. Grès verdâtres; 17. Argiles rouges. — FF = Failles.

avant les mouvements qui ont formé ces voûtes anticlinales et déterminé le renversement de la ligne de contact.

Dans les Alpes Orientales, il existe deux limites très nettes de ce genre. La première, qui surplombe également vers l'extérieur partout où elle a pu être étudiée de près, sépare des plis internes la grande zone du Flysch. Le Flysch comprend des roches crétacées et tertiaires, et à la Canisflue, dans le Vorarlberg, le soubassement jurassique apparaît, formant un pli aigu. La seconde ligne, très nette aussi, sépare le Flysch de la zone tertiaire qui s'étend par devant; mais, à cause de la faible consistance de ces dépôts plus récents, la limite en question ne se manifeste, dans la plus grande partie de la bordure septentrionale des Alpes, que dans la courbe fermée du glacis.

Dans les Carpathes, les circonstances sont identiques. La ligne interne manque, mais le soubassement se montre au jour dans les

traînées de *Klippen*, comme à la Canisflue, et c'est la ligne externe qui sépare du Flysch les couches salifères plissées. —

Une limite analogue et aussi nette s'observe dans les chaînes méridionales de l'Hindou-Kouch et se répète dans l'Himalaya. Une zone tertiaire commune plus ou moins large se trouve ainsi séparée de la haute montagne. Cette zone, nettement limitée vers l'intérieur, entoure de toutes parts les systèmes montagneux que nous venons de nommer. Le terme le plus ancien qui y soit représenté est le calcaire nummulitique, qui d'ailleurs se rencontre aussi dans les zones plus internes. Tous les étages de la série tertiaire qui entrent dans la constitution de cette zone existent déjà dans les chaînes du Sind, c'est-à-dire dans la bordure montagneuse qui limite l'Iran à l'est, et y jouent un rôle orographique important, mais, vers l'intérieur, il n'y a pas de séparation tranchée.

La ligne qui sépare la zone tertiaire des chaînes de l'Hindou-Kouch court d'abord de l'W. vers l'E, au sud des monts des Afridis, présente sur l'Indus une légère inflexion qui correspond peut-être à la grande courbure rentrante de la chaîne du Sel près de Kalabagh, puis, au nord de Rawalpindi, tourne au N.E. (pl. II), et enfin presque exactement au N., suivant l'arête de rebroussement (*Schaarung*) qui coïncide avec la vallée du Jhelam à Muzafirabad. Au sud de cette limite, le Tertiaire forme les plateaux déjà nommés de Bannu et du Potwar qui, vers le sud, se terminent à la chaîne du Sel.

Dans l'Himalaya, la ligne de séparation forme un arc régulier qui se poursuit depuis les environs de Muzafirabad jusqu'au Brahmapoutra; c'est seulement à l'approche du Satledj que cette limite s'avance un peu vers la plaine. La zone tertiaire de l'Hindou-Kouch franchit le Jhelam et se continue directement dans celle de l'Himalaya. Celle-ci, assez large au début, se rétrécit brusquement près du Satledj, là où la limite des terrains anciens s'avance vers le sud, reste longtemps étroite, et disparaît même complètement dans le Bhoutan sur un court tronçon de la bordure; elle reparaît ensuite, pour prendre bientôt un grand développement dans la vallée du Brahmapoutra, traverse ce fleuve au-dessus des montagnes de l'Assam, puis, après avoir décrit un coude très marqué, se prolonge dans la zone tertiaire des chaînes birmanes. Cette dernière, à son tour, se dirige vers le S.W. et enfin vers le S., de telle sorte qu'elle atteint, en s'étalant assez largement, la bordure méridionale du plateau de Shillong et suit en même temps le bord occidental des chaînes birmanes jusqu'à la côte d'Arrakan. D'ailleurs, en Birmanie,

ces mêmes dépôts tertiaires entrent aussi dans la constitution des chaînons internes.

Le calcaire nummulitique existe dans toute la région de l'Hindou-Kouch et, d'après Medlicott, qui a décrit les avant-chaînes de l'Himalaya d'une façon très instructive, il atteint, en formant des pointements discontinus, le rétrécissement déjà signalé à l'approche du Satledj. A partir de ce point, il cesse d'être visible, et seules les couches plus récentes suivent les montagnes jusqu'à ce que, à une grande distance dans l'est, le calcaire nummulitique réapparaisse à son tour[1]. Toutes les couches tertiaires supérieures au calcaire nummulitique qui se rencontrent dans l'Hindou-Kouch, ainsi que dans l'Himalaya occidental et central, ont été formées en dehors de la mer.

Le groupe marin de Gaj, qui rappelle la Mollasse marine de la Suisse, venant s'intercaler entre la Mollasse d'eau douce inférieure et la Mollasse d'eau douce supérieure, n'existe que dans la partie la plus méridionale des chaînes du Sind, où tous les autres termes de la série sont d'ailleurs exclusivement formés de grès d'origine continentale; et ce n'est que bien plus à l'est, sur le plateau de Shillong et dans le Bengale oriental, que se montrent de nouveau des formations marines datant du milieu de l'époque tertiaire.

Les couches tertiaires non marines qui surmontent le calcaire nummulitique ont une épaisseur énorme. Elles renferment au moins deux faunes terrestres entièrement distinctes, et correspondent vraisemblablement à toute la période qui s'est écoulée depuis les temps éocènes jusqu'à l'époque actuelle. Les dépôts supérieurs, comme l'étage des Siwaliks, si remarquable par sa richesse en restes de mammifères, ont souvent une telle ressemblance avec les alluvions récentes que l'Indus et le Gange accumulent encore aujourd'hui, qu'on y a vu des atterrissements plissés, appartenant au système fluvial encore existant. Comme pour la Mollasse suisse, des observations concordantes nous montrent les conglomérats venant s'amonceler en masses épaisses au voisinage du débouché des vallées actuelles. Lydekker remarque même que les débris roulés des roches qui constituent les chaînes intérieures ne se rencontrent

1. Medlicott, *On the Geological Structure and relations of the Southern portion of the Himalayan Range between the rivers Ganges and Ravee* (Mem. Geol. Surv. Ind., III, n° 6, 1864, 288 p., cartes); le même, *Note upon the Sub-Himalayan Series in the Jamu (Jummoo) Hills* (Rec. Geol. Surv. Ind., X, 1876, p. 49-57; carte, p. 155); Wynne, *Observations on some Features in the Physical Geology of the Outer Himalayan Region of the Upper Punjáb* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXX, 1874, p. 61-80, carte); le même, *Note on the Tertiary zone and underlying Rocks in the North-West Punjáb* (Rec. Geol. Surv. Ind., X, 1877, p. 107-132, carte). Voir aussi *Manual Geol. India*, II, p. 517 et suiv.

dans les couches tertiaires qu'au voisinage des grandes vallées, qui aujourd'hui pénètrent plus avant dans la montagne, et que les conglomérats tertiaires formés au débouché des vallées transversales dont le développement est moindre ne contiennent que des roches appartenant aux chaînes adjacentes.

L'intérieur de la zone tertiaire s'incline sous la haute montagne, par suite d'une poussée latérale venue de ce côté, absolument comme le long de la bordure renversée des Alpes Suisses; et, dans la zone tertiaire elle-même, il existe de longues lignes de dislocation qui présentent une analogie manifeste avec le pli anticlinal de la Mollasse. Mais ici, il se produit quelque chose de particulier, c'est la rencontre de deux directions de courbure dans la vallée du Jhelam. La comparaison des travaux si remarquables de Medlicott sur le Sub-himalaya et la vallée du Jhelam avec ceux de Lydekker sur la bordure interne du Sub-himalaya jusqu'à Muzafirabad, et ceux de Wynne sur les plateaux profondément ravinés qui sont compris à l'intérieur de la chaîne du Sel, permet de se rendre compte de la façon dont ces deux courbes se comportent l'une vis-à-vis de l'autre. Et ceci est d'autant plus important que l'on a quelque raison de voir dans l'allure de ces lignes l'expression des mouvements généraux des deux systèmes de montagnes auxquels elles appartiennent.

Comme le montre la planche II, les plissements extérieurs de l'Hindou-Kouch, dans le Hazara, paraissent s'être avancés vers le sud un peu plus que les parties adjacentes de l'Himalaya. En conséquence, on pourrait s'attendre à voir dans le pays tertiaire du Jhelam les chaînons montagneux qui viennent se raccorder les uns aux autres soumis à un charriage et à un chevauchement énergiques; or, les observations ne nous montrent rien de semblable.

Les lignes de dislocation sont des anticlinaux ou des flexures dont le bord externe est abaissé, souvent sur de longs espaces, avec renversement vers l'extérieur, c'est-à-dire vers le S.W. dans l'Himalaya et vers le S.E. dans l'Hindou-Kouch.

Commençons par la région de l'Himalaya.

Un long synclinal suit le bord externe de la zone des terrains anciens et se dirige par Punch vers Uri, où le Jhelam quitte cette zone ancienne; il paraît s'effacer avant Muzafirabad.

Extérieurement à cette ligne, on voit surgir en un certain nombre de points, au milieu de la zone tertiaire, des massifs isolés de calcaires plus anciens, que nous considérerons provisoirement avec Lydekker comme mésozoïques. Deux affleurements de ce

genre, très puissants, apparaissent sur le Chinab; le premier, le Lapri, s'élève à 9914 pieds [3021 m.], le second, le Sangar-Marg, n'atteint que 6676 pieds [2034 m.], mais a presque 50 kilomètres de longueur. La boutonnière du Sangar-Marg trahit évidemment la présence d'un grand pli déjeté vers l'extérieur, et son prolongement au N. W. est jalonné par des pointements analogues. Ce sont là de véritables *Klippen*, au sens carpathique du mot.

Au-dessous du Sangar-Marg, le Chinab est croisé par deux lignes de dislocation parallèles extrêmement longues.

La première commence à une grande distance au sud-est, traverse le Satledj à l'état de faille-inverse avec chevauchement vers le S.W., atteint le Chinab au-dessous du Sangar-Marg, après un parcours de plus de 300 kilomètres, et se prolonge vers le Jhelam. La seconde, au sud, suit de près la première et se dirige avec elle vers le Jhelam. En ce point, d'après Medlicott, tous les indices conduisent à admettre que ces deux lignes, l'une au nord du mont Narh, l'autre au sud, se reploient en décrivant une courbe très marquée et passent sans discontinuité de l'orientation de l'Himalaya (N.W.-S.E.) à l'orientation de l'Hindou-Kouch (N.E.-S.W.). Plus au sud encore, on voit un nouveau segment de courbe commun aux deux systèmes traverser le Jhelam.

A l'ouest du Jhelam, les lignes tectoniques ne présentent pas un tracé aussi continu. Un certain nombre d'entre elles suivent la direction des terrains anciens, passent ensuite à une orientation franchement E.-W., et forment alors les nombreux plissements parallèles de la région salifère éocène du district de Kohat. Wynne les a suivies jusqu'à Thal, sur le Kuram, où les couches éocènes, autour de la montagne mésozoïque de Kadimuk, semblent s'incurver fortement vers le nord; c'est vraisemblablement l'indice d'un raccordement (*Schaarung*) avec la chaîne Suliman[1]. Une autre partie de ces lignes tourne de plus en plus vers le S.W. L'un de ces accidents pénètre, sous le nom d'arête de Bakrala, dans la

1. Wynne, *The Trans-Indus Salt Region in the Kohát District* (Mem. Geol. Surv. Ind., XI, 1875, p. 101-330, carte); le même, *A geological Reconnoissance from the Indus at Kushalgarh to the Kuram at Thal on the Afghan Frontier* (Rec. Geol. Surv. Ind., XII, 1879, p. 100-114, carte). Près du Kouram se montrent les restes d'un ancien noyau de roches éruptives. Plus à l'ouest, on connaît très imparfaitement la structure du terrain et on reste dans l'incertitude sur la manière dont s'opère le raccordement. Sikarám, la plus haute cime du Safed Koh (15620 pieds [4760 m.]), se compose de quartzite blanc; près d'Ali-Khel on trouve de la serpentine; près de Jagdalak, à l'est de Kaboul, on exploite du spinelle dans un calcaire blanc micacé (H. B. Medlicott, Proc. Asiat. Soc. Bengal, 1880, p. 3, 4. [Voir aussi C. L. Griesbach, *The Geology of the Safed Kóh* (Rec. Geol. Surv. Ind., XXV, 1892, p. 59-109, 2 pl. de coupes).]

chaîne du Sel, et ramène au jour dans sa portion méridionale les couches anciennes de cette chaîne. Le chaînon fortement brisé du mont Tilla, dont nous avons déjà parlé, à la limite orientale de la chaîne du Sel, n'est même pas autre chose que l'une de ces lignes déviées vers le Jhelam. A l'ouest, dans l'intérieur de la chaîne du Sel, émergent d'autres lignes, orientées N.W.-S.E., et par conséquent perpendiculaires à l'arête de Bakrala, comme s'il se produisait dans ces avant-chaînes et dans le premier gradin de la chaîne du Sel une interférence des dislocations de l'Hindou-Kouch et de celles de l'Himalaya.

« Cet arrangement, disent Medlicott et Blanford, est le témoignage indiscutable d'une action synchronique s'exerçant suivant les deux directions de dislocation. Dans cette *lutte pour l'espace*, le système de la chaîne du Sel paraît avoir acquis la prééminence, car les plis qui lui appartiennent persistent plus longtemps à leur rencontre avec les accidents qui font partie de l'Himalaya[1]. »

L'Himalaya occidental jusqu'à la chaîne du Moustagh. — L'ensemble de cette région a été si parfaitement décrit par Lydekker, que l'ouvrage qu'il lui a consacré doit être compté parmi les plus importantes contributions récentes à la connaissance de la structure des hautes montagnes[2]. Il faut y rattacher la tentative que Godwin-Austen a dernièrement faite de présenter une vue d'ensemble de tout l'Himalaya; cet essai de synthèse repose sur une connaissance si approfondie du sujet que, malgré la tendance peut-être excessive à construire des lignes continues qui s'y fait jour, il nous aide singulièrement à introduire de l'ordre dans la masse des observations isolées[3].

La première zone que l'on rencontre, après avoir traversé la région tertiaire, nous montre déjà les dangers d'une conception par trop schématique. Tandis qu'au sud-est, au delà du Satledj, une large zone de montagnes moins élevées précède les grandes chaînes neigeuses, au nord-ouest la lisière du massif s'avance davantage vers la région tertiaire, et un rameau, formé en grande partie de roches schisteuses anciennes, projette de hautes arêtes dentelées de granite et de gneiss granitique. Aux environs de Simla, non loin de

1. *Manual Geol. Ind.*, II, p. 568.

2. R. Lydekker, *The Geology of the Káshmir and Chamba Territories and the British District of Khágán* (Mem. Geol. Surv. Ind., XXII, 1883, p. 1-344, carte).

3. H. H. Godwin-Austen, *President's Address Geogr. Section* (Brit. Assoc., Southport, 1883; voir aussi Proc. R. Geogr. Soc., V, 1883, p. 610-625); le même, *The Mountain-Systems of the Himalaya and neighbouring Ranges of India* (Proc., VI, 1884, p. 83-87, carte).

la lisière tertiaire, le mont Chor culmine à 11 982 pieds [3 639 m.]; la large masse du Dhauladhar est rattachée au Pir-Panjal par un étroit pédoncule, de la même façon à peu près que l'Iffinger près de Bozen se relie au granite de Sterzing; en outre le Pir-Panjal s'allonge dans le sens de l'orientation générale, atteint vers son extrémité nord 15 524 pieds [4 731 m.] au Tatakuti, et plus loin de petits noyaux granitiques marquent son prolongement. Les roches schisteuses sont profondément modifiées; on y trouve des schistes mouchetés, avec de nombreuses intercalations de produits volcaniques, notamment dans les horizons les plus élevés. Mac Mahon a montré, en étudiant les granites du Dhauladhar, que ces roches sont très pro-

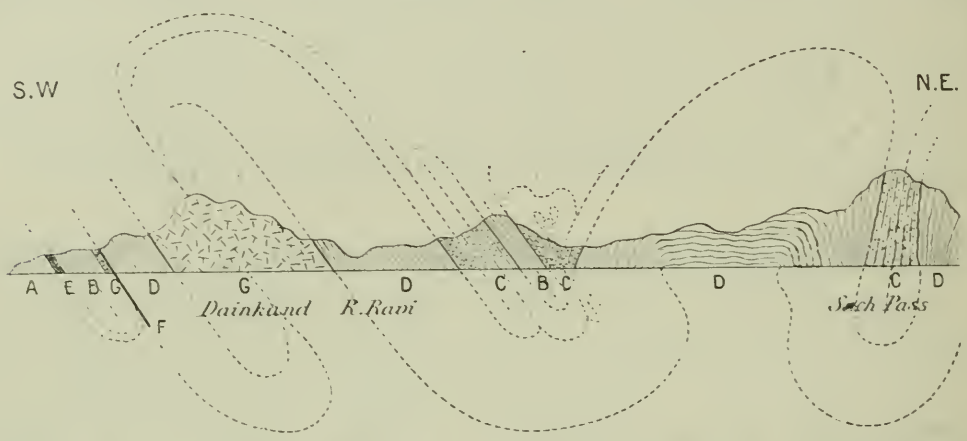


Fig. 82. — Coupe du Bas-Himalaya, environs de Dalhousie (Chamba), d'après C. A. Mac Mahon (Records Geol. Survey of India, XVIII, 1886, p. 110. fig. 1). Échelle des longueurs = 1 : 500.000. environ.

A, Série tertiaire; B, Série carbonifère et triasique; C, Conglomérats du Silurien supérieur; D, Silurien moyen et inférieur; E, Trapp précarbonifère; G, Granite gneissique.

bablement des masses intrusives, et ainsi les géologues de l'Inde sont arrivés, pour cette première chaîne de l'Himalaya occidental, d'une façon tout à fait indépendante, aux résultats qui ont été obtenus de diverses manières et par des observateurs différents dans le Harz, dans l'Adamello et dans maints autres massifs montagneux[1].

La direction de cette première chaîne, comme le montre la planche II, est rigoureusement parallèle à la direction des accidents de la région tertiaire; en même temps, toute la chaîne du Pir-

1. C. A. Mac Mahon, *On the microscopic structure of some Dalhousie rocks* (Rec. Geol. Surv. Ind., XVI, 1883, p. 129-144, pl. I); le même, *On the microscopic structure of some Himalayan granites and gneissose granites* (Ibid., XVII, 1884, p. 53-72, pl.); Lydekker, p. 270 et suiv. [L'hypothèse de l'intrusion récente du granite est rejetée par C. S. Middlemiss, à la suite de l'étude détaillée des deux massifs du Kalogarhi et du Dudatoli (*Crystalline and Metamorphic Rocks of the Lower Himalaya, Garhwal and Kumaon* Sect. I, Ibid., XX, 1887, p. 134-143, carte).]

Panjal est renversée vers l'extérieur, c'est-à-dire vers le S.W., si bien qu'au nord comme au sud de la chaîne granitique, l'inclinaison des couches est dirigée vers le N.E. Ainsi, cette poussée tangentielle correspond aux mouvements de la région tertiaire, et cette première chaîne nous fournit aussi la première démonstration de l'unité des mouvements dans la haute montagne et dans les avant-chaînes tertiaires.

On peut suivre cette chaîne jusque dans le Khagan, au nord-ouest, c'est-à-dire jusque près du méridien de Muzafirabad. —

A la zone du Pir-Panjal succède au nord, avec la même orientation, une zone de terrains paléozoïques supérieurs ou mésozoïques, à laquelle appartient la large cuvette de *Cachmir*. Elle commence dans le Chamba par un petit synclinal complètement écrasé vers le S.W., et toute la partie méridionale de la cuvette, comme Lydekker l'a montré, en particulier aux environs d'Islamabad, se compose d'une longue suite de plis uniformément déjetés vers le S.W. Des lambeaux mésozoïques accompagnent les bords de ce grand pli creux et forment vraisemblablement tout le fond du bassin de Cachmir; ils se prolongent, en conservant la même orientation, sur la haute Kishanganga et dans la direction du territoire de Khagan.

Nous arrivons ensuite au grand massif gneissique de *Zanskar*, large

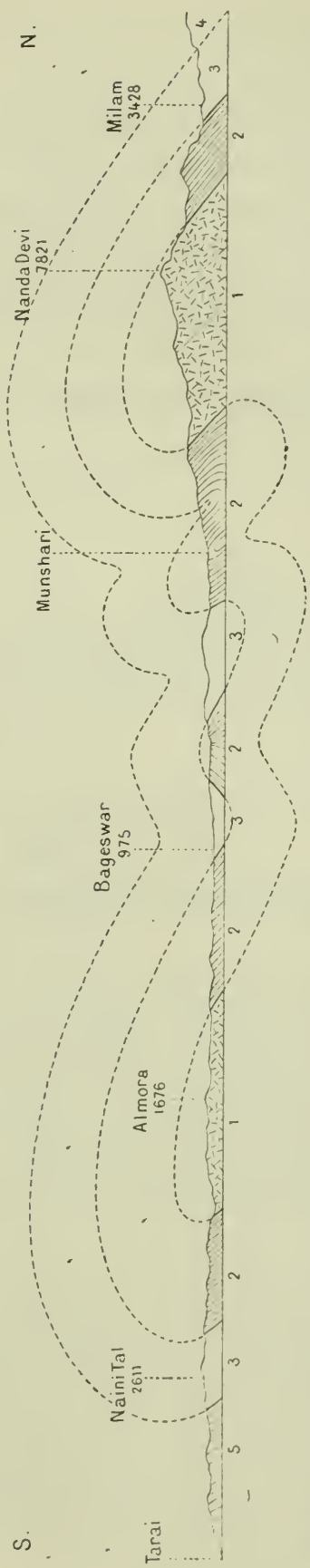


Fig 83. — Coupe générale de l'Himalaya, entre le Taraï et Milam, d'après C. L. Griesbach (Records Geol. Survey of India, XIII, 1880, p. 84). Échelle : hauteurs et longueurs = 1 : 1.000.000. environ.

1. Gneiss avec filons granitiques; 2. Schistes; 3. Schistes ardoisiers et calcaires (Cambrien); 4. Silurien; 5. Série tertiaire du Bhabar.

de 80 kilomètres, qui se termine dans la direction de Kartse suivant un contour émoussé, et atteint encore 23 447 pieds [7 146 m.] au Nun-Kun, près de cette extrémité nord-occidentale. On suppose que ces gneiss, se prolongeant par le Lahol, continuent au sud-est vers le Nanda-Debi (fig. 83), et plus loin encore vers la chaîne du Gaurisankar et du Kinchinjanga.

Au flanc nord-est du Zanskar vient s'adosser une zone puissante de dépôts fossilifères, comprenant toute la série des couches depuis les terrains paléozoïques jusqu'au Crétacé et qui, dans son long parcours du N.W. au S.E., fournit une des preuves les plus démonstratives de l'unité de structure de l'Himalaya occidental.

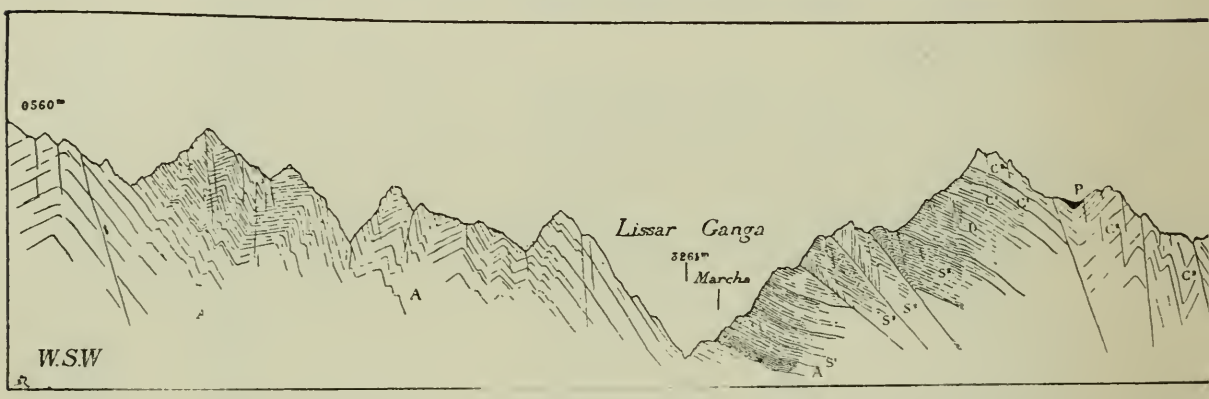


Fig. 84. — Coupe de l'Himalaya central, entre Naulphu-Nipchung et la frontière
Échelle : hauteurs et longueurs = 1 : 125.000. environ (la ligne de l

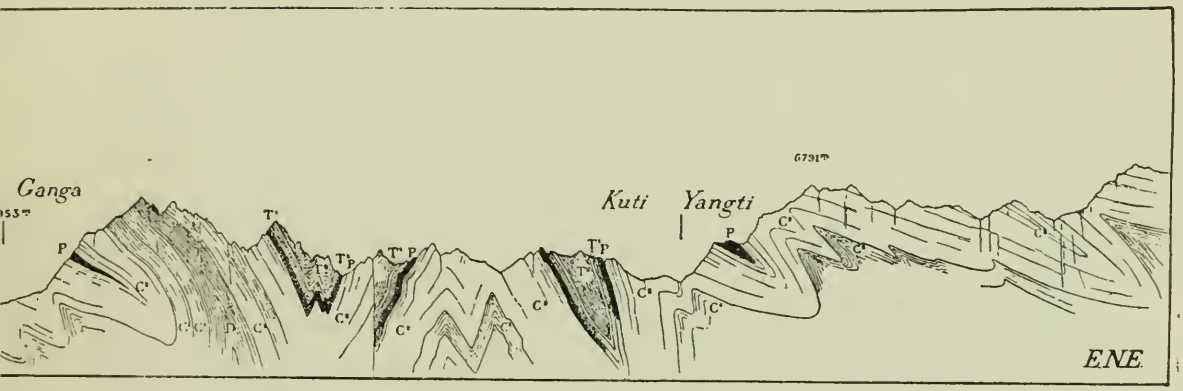
A = Archéen (*Haimantas*); S^1 = Silurien inférieur; S^2 = Silurien supérieur; D = Calcaire dévonien ou carbonif
P = Schistes à *Productus* (Permien); T^1 = Couches à *Otoceras* et calcaires gris (T

Strachey l'a suivie jusqu'au lac Manasarowar dans le Tibet, et a reconnu qu'elle forme le support du large plateau de Hundes; Stoliczka, dans le Spiti, a fait connaître la succession des étages qui la constituent et y a signalé la présence de plusieurs termes du Trias alpin. Enfin Griesbach, complétant ces recherches, a rattaché le champ de travail de Strachey à celui de Stoliczka et montré la concordance de toutes les couches jusqu'au terrain crétacé[1].

1. R. Strachey, *On the Geology of Part of the Himalaya Mountains and Tibet* (Quart. Journ. Geol. Soc., VII, 1851, p. 292-310, carte et coupes). Pour la première indication du Trias, Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XII, 1862, Verhandl., p. 258; F. Stoliczka, *Geological Sections across the Himalayan Mountains, from Wangtu-Bridge on the River Sutlej to Sungdo on the Indus* (Mem. Geol. Surv. Ind., V, 1865, p. 1-154, 1 pl.), et en beaucoup d'autres endroits; Griesbach, *Palaeontological Notes on the lower Trias of the Himalaya's* (Rec. Geol. Surv. Ind., XIII, 1880, p. 94-113), etc. [Voir surtout la grande monographie de C. L. Griesbach, *Geology of the Central Himalayas* (Mem. Geol. Surv. Ind., XXIII, 1891, XI-232-XIX p., 2 cartes, 27 pl.). Les assimilations proposées par ce géologue ont été de tous points confirmées par C. Diener : *Ergebnisse einer Geologischen Expedition in den Central-Himalaya von Johar, Hundes, und Pain-*

C'est à cette grande zone que l'on a emprunté la vue reproduite sur la figure 16 (p. 142), qui montre les plissements des couches au col de Manirang. Elle présente dans l'ensemble la structure d'un synclinal très large, compliqué de plis longitudinaux secondaires, et recoupé par un grand nombre de cassures et de failles-inverses (fig. 84). Ainsi également, accolée au massif du Zanskar, elle renferme au col de Pankpo, dans le centre du synclinal, les derniers lambeaux crétacés, et plus au nord-est, d'après Lydekker, sur une cime inaccessible, un paquet de roches éruptives, peut-être d'âge éocène.

Elle paraît se terminer aux abords de la rivière Suru, près de



es, d'après C. L. Griesbach (Mem. Geol. Surv. Ind., XXIII, 1891, pl. VIII, fig. 3).
10 000 pieds [3 047 m.] au-dessus du niveau de la mer).

alcaires rouges à crinoïdes (Carbonifère inférieur); C^2 = Quartzites blancs (Carbonifère supérieur);
ur); T^2 = Calcaires noirs à *Daonella*, Schistes et Calcaires (Trias supérieur).

l'extrémité du massif du Zanskar; mais Lydekker montre que, près de Kartse, on trouve encore des lambeaux isolés de terrains secondaires : ceux-ci servent de jonction avec une autre région mésozoïque, de forme triangulaire, qui continue la direction du massif du Zanskar (pl. II). Cette dernière région comprend au début un anticlinal et deux synclinaux, avec cette particularité que le

Khanda (Denkschr. math.-naturw. Classe k. Akad. Wiss. Wien, LXII, 1895, p. 533-608, pl. I-VIII), qui a révélé en même temps un développement inattendu du Trias inférieur. Plus imprévue encore a été la découverte, sur le territoire tibétain, au nord du grand synclinal mésozoïque, d'une série de *Klippen* dont l'origine reste problématique (Diener, Mém. cité, p. 56-75, et carte schématique, p. 72; voir aussi C. L. Griesbach, *Notes on the Central Himalayas*, Rec. Geol. Surv. Ind., XXVI, 1893, p. 19-25, carte, pl.). — Pour les divisions et la faune du Trias, voir C. Diener, *Himalayan Fossils*, vol. II, *Trias*, part 2, *The Cephalopoda of the Muschelkalk*, in-4°, 118 p., 31 pl., 1895 (Palæont. Ind., Ser. XV); E. von Mojsisovics, *Beiträge zur Kenntniss der obertriadischen Cephalopoden-Faunen des Himalaya* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Cl., LXIII, 1896, p. 575-701, 22 pl.; résumé, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1896, p. 346-373).]

synclinal méridional est en surplomb vers le S.W.; les deux plis creux finissent par se réunir pour former une sorte de coin long et étroit, dont les prolongements ont été suivis, à l'état de paquets isolés, jusqu'au pied sud du *Nanga-Parbat*, pic géant de 26 629 pieds [8115 m.]; à partir de ce point, ils se continuent probablement au delà de la frontière anglaise, jusque dans le Chilas[1].

Cette disposition des bandes mésozoïques est tout à fait favorable à l'idée qu'il doit exister dans le prolongement septentrional du massif du Zanskar une couverture de terrains sédimentaires, régulière, quoique refoulée vers le S.W., et très morcelée : les deux zones mésozoïques de Spiti (Bara lache de Godwin-Austen en très grande partie) et de Cachmir viendraient par conséquent se rejoindre de ce côté.

La zone dont j'ai à parler maintenant est de toutes la plus étrange. Des lambeaux isolés de sédiments éocènes apparaissent à Dras, à l'ouest de la rivière Suru. A l'est de ce cours d'eau, au point où la zone mésozoïque commence son long trajet vers le S.E. vient s'y adosser une zone continue de dépôts éocènes et de roches éruptives également éocènes, qui s'étend très loin au sud-est, le long de l'Indus. La direction de cette bande se relève un peu plus vers l'est que celle de la zone mésozoïque, de telle sorte qu'un massif triangulaire de terrains anciens, dont la largeur augmente progressivement vers le sud, vient les séparer. Ce coin de roches cristallines supporte, dans le Roupchou, le Tso-Moriri; il signale la naissance d'une zone nouvelle de grands massifs gneissiques.

L'intercalation de cette traînée cunéiforme montre avec évidence que la zone éocène représente un élément absolument distinct de la bande mésozoïque, et que d'importantes modifications tectoniques ont dû précéder l'époque éocène. Cette zone de Tertiaire ancien a déjà été suivie sur plus de 300 kilomètres, et son dévelop-

1. G. T. Vignes, *Travels in Kashmir, Ladak, Iskardo*, etc., in-8°, 1842, I, p. 209. Cet auteur est cité pour la continuation au nord-ouest; le passage ne paraît se rapporter qu'aux environs de Gurez.

LÉGENDE DE LA FIGURE 85.

1. Gneiss, Schistes amphiboliques, Granite; 2. Conglomérat et quartzite; 3. Schistes rouges siliceux (Cambrien); 4. Calcaire corallien (Silurien inférieur); 5. Quartzite, etc. (Silurien supérieur); 6. Calcaire bleu (Carbonifère inférieur); 7. Calcaire rouge à Crinoïdes, et 8. Quartzite blanc (Carbonifère supérieur); 9. Couches à *Productus* (Permien?); 10. Couches à *Otoceras;* 11. Muschelkalk (Trias inférieur); 12. Couches à *Halobia;* 13. Dolomies et Schistes verts à *Corbis*, etc. (Trias supérieur); 14. Dolomies; 15. Couches de Kössen et Calcaire à *Lithodendron* (Rhétien). — En arrière des escarpements, sur le versant nord, viennent en succession verticale le Lias, les Schistes de Spiti (Jurassique supérieur) et le terrain crétacé.

La vue est prise de l'ouest, à environ 4570 m. d'altitude.

Fig. 85. — Himalaya central. Vue du Silakank (5 872 m.), d'après C. L. Griesbach (Mem. Geol. Surv. Ind., XXIII, 1891, pl. VI).
(V. la légende, p. 570.)

pement en longueur, dans la direction du S.E., est, sans aucun doute, bien plus considérable encore. Sur la bordure septentrionale, on observe, jusque vers Leh, tous les indices d'une superposition normale au gneiss du Ladak; au contraire, la bordure méridionale correspond à une cassure; plus loin vers le sud-est, la structure est obscurcie par l'effet des pressions latérales. Les roches éruptives n'appartiennent qu'au flanc méridional. Les couches nummulitiques s'élèvent à des hauteurs très considérables; le Kanri ou Stok, au sud de Leh, atteint 21 000 pieds [6 400 m.] et domine au loin les montagnes du sud[1]. Quels changements implique l'existence de cette zone à l'intérieur de l'Himalaya, bien au nord de l'alignement du Nanda-Devi! Combien grand est l'objet de nos recherches, combien petites sont les conceptions avec lesquelles on a coutume de l'aborder!

A la zone éocène succède la large région gneissique et granitique du *Ladak*, qui, en compagnie de nombreux lambeaux paléozoïques conservés au fond des plis synclinaux, se poursuit à travers le plateau de Deosai dans la direction de Rondu et de Gilgit.

Les lambeaux mésozoïques recommencent à se montrer dans le Braldu. Des calcaires grenus, que Lydekker signale notamment au pied du Masherbrum (25 676 pieds [7 826 m.]), doivent sans doute être considérés, à en juger par l'expérience acquise dans les Alpes, comme représentant des zones de ce genre. Godwin-Austen a trouvé dans le Baltistan, à Shigar, une bande continue, et par endroits fossilifère, de terrains carbonifères et mésozoïques. La direction de cette bande est d'abord E. et N.E.; mais, d'après Lydekker, elle s'infléchit bientôt pour reprendre l'orientation normale de l'Himalaya (N.W.-S.E.); à l'est d'Askole, elle forme un pli renversé vers le S.W. où la roche se montre souvent modifiée par la pression, puis s'étend vers le nord-ouest, sous le glacier de Biafo, et très vraisemblablement plus loin encore, sous les champs de glace qui descendent vers le pays de Hunza et de Nagar[2].

Nous voici arrivés à la limite septentrionale des possessions anglaises. Au sud-ouest de la bande mésozoïque du Baltistan se trouvent le Haramosh (24 285 pieds [7 402 m.]), le Raki-Poshi (25 561 pieds [7 790 m.]) et d'autres géants de gneiss et de granite[3],

[1. Un lambeau nummulitique a été retrouvé par Tom D. La Touche dans le Zanskar, par 5 640 mètres d'altitude, au col Singhe-la, sur la route de Khalsi à Padam (Rec. Geol. Surv. Ind., XXI, 1889, p. 160-162, 1 pl.).]

2. Lydekker, Mém. cité, p. 192.

[3. Les échantillons de roches rapportés de cette partie de l'Himalaya par W. M. Conway ont été étudiés au microscope par T. G. Bonney et Miss Raisin; ces

qui, en conséquence, sont rangés dans la zone du Ladak; au nord de cette bande se présente une des plus puissantes chaînes de la terre, le *Moustagh*. Le Moustagh aussi est formé de gneiss et de granite ; le Masherbrum, le Gusherbrum (26 378 pieds [7 040 m.]), et surtout la seconde des deux plus hautes montagnes de la terre, le pic anonyme à deux têtes que les géodésiens anglo-indiens ont désigné par la lettre K^2 (28 265 pieds [8 615 m.]), appartiennent à cette même chaîne. Sa direction est également N.W.-S.E., et le renversement déjà signalé à Askole montre que *jusqu'en ce point domine le même mouvement tangentiel que dans les collines tertiaires de la bordure méridionale.*

Le Karakoroum et le Kouen-Lun occidental. — Toutes les zones de l'Himalaya dont il a été question jusqu'à présent sont uniformément dirigées vers le N.W. ou le N.N.W., et en beaucoup d'endroits on y observe des renversements vers le sud-ouest. La bande mésozoïque qui se rétrécit en coin, au nord-ouest du grand massif du Zanskar, et n'est plus représentée au pied du Nanga-Parbat que par quelques lambeaux isolés, se poursuit fort loin au sud-est, comme nous l'avons vu, de l'autre côté du Suru. Sur le plateau de Hundes, dans le Tibet, les chaînes gneissiques qui se tiennent au nord et au sud s'écartent de plus en plus, mais la divergence des grandes bandes de gneiss que l'on observe dans cette zone n'est que de peu d'importance en comparaison avec ce qui se passe dans le nord.

Une chaîne calcaire, commençant en forme de coin, augmente si rapidement de largeur vers l'est, au nord du Moustagh, que l'alignement de terrains anciens qui vient ensuite, le Kouen-Lun, s'écarte de plus en plus de la direction de l'Himalaya pour se rapprocher de l'orientation E.-W. Cette chaîne s'étale vers l'est et forme enfin un large plateau calcaire entre l'Himalaya et le Kouen-Lun. C'est dans cette région calcaire qu'est situé le col fameux de *Karakoroum*.

Nous commencerons par l'est.

La bordure méridionale de la grande bande calcaire passe par la vallée de Changchenmo, arrosée par un affluent latéral du Chayok. Sur le versant nord de cette vallée s'élèvent, près de Gogra,

auteurs y ont reconnu une série de schistes métamorphiques très variés, rappelant à beaucoup d'égards celle des Alpes Suisses, et en particulier du Valais (Proc. Roy. Soc. London, LV, 1894, p. 468-487; W. M. Conway, *Climbing and Exploration in the Karakoram Himalayas, Scientific Reports*, in-8°, London, 1894, p. 41-73).]

des murailles de calcaire gris à *Dicerocardium* et à *Megalodon;* ce calcaire est interrompu dans les anticlinaux par des affleurements de calcaire carbonifère. Aussitôt que l'on a franchi le chaînon septentrional, on embrasse toute l'étendue du plateau.

Ce haut plateau est presque absolument inhabité. Son extrémité occidentale, au nord de la vallée de Changchenmo, a seule été foulée par un Européen. Adolf Schlagintweit, assassiné à Kachgar, est le premier voyageur qui ait traversé ce plateau ; depuis lors des explorateurs anglais l'ont parcouru, mais c'est à peine s'ils ont atteint le 80e degré de long. E. (Gr.). Drew en a donné une description très claire. D'après cet auteur, on atteint d'abord, en venant du sud, la large plaine de Lingzithang (17000 pieds [5100-5200 m.]); puis la chaîne du Lokzhung, qui s'élève jusqu'à 21000 pieds [6400 m.], et les plaines du Kouen-Lun (16000 pieds [4800-4900 m.]); enfin le Kouen-Lun, qui forme la bordure septentrionale et s'abaisse brusquement sur la plaine de Khotan (4000 pieds [1200 m. environ])[1].

Le *Lingzithang* est un ancien fond de lac horizontal, recouvert d'argile blanche et dans lequel se trouve encaissée une seconde plaine lacustre, plus basse seulement de 20 pieds [7 m.]; l'argile renferme des restes de plantes aquatiques ; des lignes de rivages s'élèvent sur les pentes des monts Lokzhung à 150 pieds [45 m.] au moins au-dessus de la plaine. De grandes lagunes salines sont disséminées à la surface du sol.

Les monts Lokzhung diminuent la hauteur en allant vers l'est ; ils sont formés de chaînons parallèles dont la direction générale est W.N.W., la même, par conséquent, que celle de la chaîne principale du Kouen-Lun. Drew y distingue un calcaire gris à crinoïdes, en couches fortement redressées, sur lequel reposent en discordance des grès ferrugineux et des calcaires à hippurites; ces derniers présentent souvent aussi une inclinaison voisine de la verticale.

La plaine du Kouen-Lun est plus variée que celle du Lingzithang ; elle est formée par la réunion de toute une série d'anciens fonds de lacs. Au-dessus s'élève la crête du *Kouen-Lun*, qui la domine de près de 4000 pieds [1200 m. environ], et qui, au

1. F. Drew, *The Jummoo and Kashmir Territories*, in-8°, 1875, p. 331-354. Sur les cartes les plus répandues, on trouve la désignation de « Thaldat »; cet endroit est situé au pied du versant septentrional des monts Lokzhung. Pour cette région, voir en outre G. W. Hayward, *Journey from Leh to Yarkand and Kashgar* (Journ. R. Geogr. Soc., XL, 1870, p. 53-166, carte).

point où s'échappe le Karakach oriental, est constituée, d'abord par un soubassement de schistes, puis par du granite. La distance de sa base au Changchenmo doit atteindre 170 kilomètres environ.

Les régions montagneuses situées plus à l'ouest ont été traversées par F. Stoliczka suivant trois routes, qui croisent les chaînons en divergeant sensiblement à partir du fond déprimé du bassin du Tarim[1]. Le premier de ces itinéraires part de Sanjou (à l'ouest de Khotan), passe par Shahidula et l'extrémité occidentale du Lingzithang et vient aboutir au Changchenmo. Le second va de Karghalik au Yangi-Davan, puis se dirige vers le sud-est pour rejoindre l'itinéraire précédent à Aktagh, et continuer au sud par le col de Karakoroum et la haute plaine de Dipsang. Le troisième tourne au sud-ouest et se développe entre Yangi-hissar et Aktach, dans la partie orientale du Pamir, par Chehil-Gombaz, Tchitchiklik et Tachkourgan. La première ligne a été parcourue en allant du S. vers le N., la seconde en allant du N. vers le S. et la troisième dans les deux sens. Je vais essayer de les décrire toutes les trois en partant du nord.

Les deux premières routes recoupent le Kouen-Lun et la zone calcaire qui vient ensuite du côté du sud ; quant à la troisième, qui pénètre dans le Pamir, elle rencontre les mêmes terrains avec une orientation légèrement modifiée, particularité sur laquelle Stoliczka a insisté à plusieurs reprises, et d'où il ressort un fait très digne de remarque, à savoir que *c'est le Kouen-Lun lui-même qui, en s'infléchissant vers le N.N.W., forme les grandes montagnes qui s'élèvent à l'ouest de Yarkand et de Kachgar et que l'on désigne ordinairement sous le nom de Kizilyart.* —

A Sanjou (6 070 pieds [1 850 m.]), sur la bordure de la dépression, on rencontre d'abord des grès rouges crétacés et des marnes glauconieuses à *Gryphæa vesiculosa*[2], adossées en discordance

1. *Scientific Results of the Second Yarkand Mission; based upon the Collections and Notes of the late* Ferd. Stoliczka; *Geology by* W. T. Blanford, in-4°, Calcutta, 1879. [Jusqu'à ces dernières années, les fossiles rapportés par Stoliczka n'avaient été l'objet d'aucune détermination précise. Ils viennent d'être étudiés, avec le concours de F. Frech, E. de Mojsisovics, F. Teller et V. Uhlig, en même temps que les spécimens recueillis plus récemment dans la même région par C. Bogdanovitch; E. Suess, *Beiträge zur Stratigraphie Central-Asiens* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Cl., LXI, 1894, p. 431-466, 1 pl.). Les principales modifications qui se dégagent de cet examen critique seront indiquées successivement.]

[2. D'après les échantillons envoyés à Vienne, il s'agit en réalité de l'*Ostrea* (*Gryphæa*) *Esterhazyi* Pavay, du Nummulitique de Transylvanie, et d'une autre forme appartenant au groupe de l'*O. crassissima*, très voisine des espèces qui ont été signalées dans l'Éocène du Turkestan russe (Suess, mém. cité, p. 35-37, pl.). C'est donc à la base de la série tertiaire, et non au terrain crétacé, que semblent devoir être rapportées les couches de Sanjou.]

contre des schistes plus anciens fortement relevés. Au-dessus de Sanjou, on croise une zone de calcaire carbonifère à laquelle font suite des schistes anciens en partie chloriteux et en partie micacés, — de vrais micaschistes, — au milieu desquels paraît s'être effondré, près de Tam, un lambeau paléozoïque. Des micaschistes grenatifères occupent le sommet du col de Sanjou (16 650 pieds [5 074 m.]); puis on atteint dans la gorge du Karakach les masses de gneiss, souvent syénitique, qui forment l'arête maîtresse du Kouen-Lun; ce sont elles qui constituent les environs de Shahidula. Ensuite reviennent des schistes, certainement paléozoïques en grande partie, qui forment la passe de Suget (17 618 pieds [5 369 m.]), et toute la haute région qui s'étend jusqu'aux environs de Kizil-Jilga, à l'ouest de Thaldat, c'est-à-dire toute la partie occidentale du plateau du Kouen-Lun, et là seulement, près du campement de Shing-Lung (ou Dong-Lung), apparaît le calcaire à *Megalodon triqueter*[1]. Ce point correspond au prolongement des monts Lokzhung de Drew, et à partir de là, les calcaires mésozoïques s'étendent jusqu'à Gogra dans le Changchenmo.

Le second itinéraire rencontre au sud de Karghalik une large zone de dépôts très récents, puis de la dolomie et des calcaires gris, des schistes et des roches vertes (*Grünstein*), enfin, de l'autre côté de Chiklik, la série de schistes du col de Sanjou. Au nord du col de Yangi apparaît le gneiss. Le col lui-même et tout le pays jusqu'à Aktagh sont constitués par les schistes que nous venons de mentionner le long de l'itinéraire oriental et qui ici sont accompagnés de roches vertes (*Grünstein*); un peu au sud d'Aktagh commence le calcaire carbonifère. Ce dernier est renversé vers le sud, de telle sorte qu'il recouvre, avec une forte inclinaison au nord, des calcaires triasiques contenant de nombreuses ammonites[2]. A partir de ce point, les calcaires mésozoïques persistent, et le Lias à bélemnites couronne le Karakoroum. La haute plaine du Dipsang est très probablement aussi liasique, et la zone calcaire s'étend au sud jusqu'au col de Saser, qui est situé précisément dans l'alignement de la grande chaîne du Moustagh.

Ainsi, dans ces deux coupes, le gneiss franc et le gneiss syéni-

[1. Les fossiles récoltés dans la haute vallée du Karakach, et notamment l'*Harpoceras punctatum*, indiquent la présence de l'étage callovien (Uhlig *in* Suess, Mém. cité, p. 33-35).]

[2. L'examen des fragments d'ammonites (*Xenodiscus*) provenant de Woab-Jilga, au sud d'Aktagh, a permis à M. de Mojsisovics de reconnaître l'existence du terrain permien (niveau de Djoûlfa) dans cette localité (Suess, Mém. cité, p. 29-30).]

tique n'apparaissent pas sur les hauteurs, mais seulement au nord des cols de Suget et de Yangi.

Le voyage de Yangi-hissar au Pamir est antérieur à la traversée des cols de Yangi et de Karakoroum, mais Stoliczka connaissait déjà la route qui part de Sanjou. Pendant les deux premiers jours, l'explorateur ne rencontra que des formations récentes, peut-être en partie tertiaires. Celles-ci dépassées, il reconnut la zone schisteuse de Sanjou et de Tam (premier itinéraire), laquelle est identique à celle de Chiklik (deuxième itinéraire) et est accompagnée, ici encore, de roches vertes (*Grünstein*), comme à Chiklik[1]. On rencontre des traces du grès rouge crétacé de Sanjou[2]; et, avant d'arriver à Tchitchiklik, on atteint le gneiss; entre le col de Kokmainak et Tachkourgan, on recoupe encore une bande de micaschistes et de schistes amphiboliques. Puis commence une seconde traînée de gneiss et de gneiss syénitique qui, jusqu'à Kogashak, près Aktach, sont renversés vers le sud-est ou se redressent verticalement contre des schistes paléozoïques, auxquels succèdent de hautes montagnes calcaires.

Nous nous trouvons ici dans le Pamir oriental, sur le cours supérieur de l'Ak-sou[3]. Cette bande calcaire élevée, qui a fourni toute une série de fossiles, comprend du calcaire carbonifère et du Trias[4]. Stoliczka l'a atteint sur l'Isstyk; à Aktach, sa direction est franchement E.-W.; avant Kanshubar, elle s'infléchit au S. E., forme le sommet du col Neza-tach et se prolonge vers le sud-est. Et au moment où Stoliczka rencontre bientôt après, au nord du Karakoroum, la lisière septentrionale de cette zone calcaire, il écrit dans son journal, le 13 juin 1874 : «... Sans aucun doute ce calcaire se continue jusqu'au sud d'Aktach. »

Nous arrivons ainsi aux résultats suivants : une bande mésozoïque fossilifère, qui par endroits englobe aussi du calcaire carbonifère, se montre dans le Pamir oriental avec une direction E.-W. entre l'Isstyk et Aktach, dévie bientôt vers le S. E., franchit le Neza-tach, augmente de largeur entre le Moustagh et le Kouen-Lun dans la vallée supérieure de la rivière de Yarkand, et s'étend enfin au sud jusqu'au col de Sasir et vers le Changchenmo. Elle

1. *Scientific Results of the Second Yarkand Mission*, Itinéraire du 23 mars au 8 juin 1874.
[2. Voir la note 2, p. 576.]
3. Voir la carte, Petermanns Mitteil., XXX, 1884, pl. IV. Aktach signifie « pierre blanche », et ce nom paraît indiquer la présence de rochers calcaires dans cette région, exactement comme pour le Piz Alv, sur une plus petite échelle, dans le groupe du Bernina.
[4. Suess, Mém. cité, p. 26; pour le Trias, caractérisé par plusieurs espèces du genre *Halorella* et par des bancs à *Monotis salinaria*, voir Fr. Teller, ibid., p. 30-33.]

comprend en son milieu le Karakoroum, la haute plaine de Dipsang, les monts Lokzhung, le Lingzíthang et tout le haut pays jusqu'au Kouen-Lun, se continuant vraisemblablement à l'est dans l'Aksai-Chin ou « désert Blanc » et vers le Jeshil-Kul.

Au nord de cette région calcaire, le Kouen-Lun s'incurve de manière à prendre progressivement la direction du Kizilyart ; et, par l'intermédiaire des deux bandes gneissiques de Tchitchiklik et du sud de Tachkourgan, il se prolonge dans les chaînes dirigées N. N.W. qui entourent, à l'ouest, la dépression du Tarim.

Le parallélisme entre la courbe correspondante et le tracé des lignes de dislocation de la zone tertiaire est très frappant. Déjà au bord de la plaine, à partir du 33° de lat. N., on voit tous les éléments qui entrent dans la constitution des chaînes de l'Himalaya tendre vers le N.W., puis tantôt s'infléchir doucement, suivant une courbe assez régulière passant à la direction de l'Hindou-Kouch, tantôt prendre brusquement la direction N.N.W., comme s'il y avait eu un traînage dans le sens horizontal.

Le recourbement du Kouen-Lun semble d'autant plus être une répétition des accidents de la bordure tertiaire que, là aussi, près d'Aktach, le gneiss surplombe les calcaires vers le sud.

L'Hindou-Kouch et le Pamir. — Les premières notions un peu précises que l'on ait acquises sur la structure des chaînes méridionales de l'Hindou-Kouch remontent à l'année 1872, date de la publication des recherches de Waagen et de Wynne sur le mont Sirban, au sud d'Abbotabad[1]. Ce travail a montré, en particulier, que déjà, dans ces premiers chaînons, on ne trouve plus la succession des couches observée dans la chaîne du Sel, bien voisine cependant ; on voit apparaître une série de terrains qui correspondent à ceux des zones mésozoïques de l'Himalaya, aux environs de Cachmir et dans la zone située au delà du Zanskar, et qui ont surtout de grandes affinités avce ceux de la région de Spiti, qui en est fort éloignée. C'est ainsi que se montrent les calcaires gris bien stratifiés à *Megalodon* et à *Dicerocardium*, que nous venons de suivre si loin à l'est du Changchenmo, sur le plateau qui s'étend à l'ouest du Lingzithang, et qui rappellent tant les Alpes Orientales. Le terrain jurassique n'est représenté que par des masses schisteuses de couleur foncée, comme dans le Spiti ; c'est là, comme on le voit, un faciès tout à fait différent de celui de la chaîne du Sel, et à la Craie

1. W. Waagen and A. B. Wynne, *The Geology of Mount Sírban in the Upper Punjâb* (Mem. Geol. Surv. Ind., IX, 1872, p. 331-350, carte).

inférieure succède un calcaire également crétacé, mais plus récent, comme dans le Chikkim. Cette correspondance est d'autant plus frappante que, dans la chaîne himalayenne la plus rapprochée, le Pir-Panjal avec son noyau granitique allongé, on n'a encore jamais rencontré de fossiles mésozoïques. Néanmoins, on ne saurait douter que les masses calcaires, aujourd'hui plissées et découpées en lambeaux, qui forment les diverses zones mésozoïques de l'Himalaya depuis le Tibet jusqu'au Karakoroum et jusqu'au Pamir oriental, ne se soient réellement formées dans une même mer; et nous voyons maintenant que cette mer embrassait aussi la partie méridionale de l'Hindou-Kouch actuel.

Après l'étude du mont Sirban, Wynne a continué le levé des chaînes méridionales. Nous empruntons à ses travaux ce qui suit[1].

Les roches anciennes sont nettement séparées de la région tertiaire de Rawalpindi par un accident très long, recourbé en arc de cercle, et parallèlement auquel courent, sur de grandes distances, des lignes de dislocation secondaires. Cette ligne maîtresse, disposée en croissant, se dirige d'abord vers le S. en partant de Muzafirabad, dévie de plus en plus vers le S.W., près de Murree, passe au nord de Rawalpindi en prenant peu à peu l'orientation E.-W. et atteint Kohat. Le chevauchement vers l'extérieur y est si accentué que, près de Rawalpindi par exemple, les schistes jurassiques reposent presque horizontalement sur le calcaire nummulitique[2]. Au sud-est, cette lisière extérieure est formée par la chaîne de Margalla, composée de plusieurs bandes de terrains mésozoïques et éocènes plissés. Plus loin dans l'intérieur dominent des schistes anciens, et ce sont ces mêmes roches qui s'avancent jusqu'à une assez grande distance en aval de Muzafirabad, le long de l'arête de rebroussement (*Schaarung*), en s'élevant de 8 000 à 9 000 pieds [2 400-2 750 m.] immédiatement au-dessus du Jhelam.

En dedans de cette zone schisteuse surgissent des masses de gneiss granitoïde qui forment les hautes montagnes comprises entre le Kunhar et l'Indus, et celles qui sont à l'ouest de l'Indus.

1. Wynne, *Observations on some Features in the physical Geology of the outer Himalayan Region of the upper Punjâb* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXX, 1874, p. 61-80, pl. VII); *Note on the tertiary Zone and underlying Rocks in the N.-W. Panjâb* (Rec. Geol. Surv. Ind., X, 1877, p. 107-132, carte); *Further Notes on the Geology of the upper Punjâb* (Ibid., XII, 1879, p. 114-133, carte géol. du Hazâra); Ibid., XV, 1882, p. 164-169; Waagen, *Note on the Attock slates* (Ibid., p. 183-185); Lydekker, *Ibid.*, XV, 1882, p. 14, etc.

[2. Voir aussi W. Waagen, *Section along the Indus from the Peshawar Valley to the Salt-Range* (Rec. Geol. Surv. Ind., XVII, 1884, p. 118-123, 1 pl.); *Salt-Range Fossils, Geological Results*, pt. 1, 1889, p. 13-25, fig. 1 et 3 (chevauchement du Sundully pass).]

Les schistes anciens correspondent à ceux du Pir-Panjal, et l'on a affirmé que le gneiss granitoïde, lui aussi, est identique aux massifs intrusifs du Dhauladhar et du Pir-Panjal.

Quoi qu'il en soit, il est certain que la répartition générale des terrains et l'orientation de leurs affleurements sont déterminées par des accidents absolument analogues aux dislocations du pays tertiaire adjacent, et que des chevauchements dirigés vers l'extérieur sont partout visibles. De même qu'à l'est du Jhelam les couches plongent au N.E., de même, à l'ouest, elles s'inclinent de préférence au N.W., c'est-à-dire vers la haute montagne. C'est toujours la même *poussée en avant*, que la structure de toutes les parties de cette région montagneuse met en évidence.

Le relief extérieur de ce district est caractérisé par la présence d'un certain nombre de plaines d'effondrement. Telles sont au nord-est la plaine de Pakli-Dara, découpée au milieu des roches anciennes, comme le bassin de Hirschberg dans le Riesengebirge, et la grande plaine de Hazara, allongée dans le sens de la direction de la chaîne et séparée de l'Indus par la bande schisteuse des monts Gandgarh; c'est à la plaine de Laibach, dans les Alpes Orientales, plutôt qu'au grand synclinal de Srinagar qu'il convient de la comparer.

Ainsi, comme dans l'Himalaya, la première rangée de chaînons de l'Hindou-Kouch a été soumise aux mêmes mouvements que la bordure tertiaire. On y retrouve le même plan et les accidents y affectent la même direction, mais à une bien plus grande échelle. —

La gorge du Kunhar, en amont de Muzafirabad, le long de laquelle se produit le rebroussement des plis (*Schaarung*), est creusée dans des schistes anciens et entourée de hautes montagnes d'où l'on doit apercevoir le Nanga-Parbat, qui appartient déjà aux chaînes gneissiques du Ladak. On ne connaît pas la structure du pays situé au nord ou au nord-ouest de 34°30'[1]. Nous savons néanmoins que la haute chaîne de Kunar, qui limite au sud le Kafiriristan, court au N. E. ou à l'E. N. E. C'est aussi la direction suivie par la grande chaîne maîtresse de l'Hindou-Kouch, du Koh-i-Baba au-dessus de Kaboul en passant par les passes de Khawak jusqu'à la triple ligne

[1. Sur l'Hindou-Kouch, voir Dr. G. M. Giles, dans H. B. Medlicott, *Annual Report of the Geol. Survey of India for* 1886 (Rec., XX, 1889, p. 7). D'après l'examen des échantillons rapportés par ce voyageur, toute la région comprise entre le Pamir, le Wakhan, le Badakchan oriental, Chitral et Yassin paraît avoir la même constitution géologique que le Baltistan; il n'a été rencontré aucune trace de terrains fossilifères, mais seulement des roches cristallines et schisteuses, dont la direction est E.-W. dans la partie centrale et orientale du pays, et plutôt N.-S. dans la partie occidentale.]

de cols qui conduit de Chitral à Iskaschim [1]. La hauteur de la crête arrive à 16 000 pieds [4 800-4 900 m. environ], et un contrefort détaché au sud, le Tirach-Mir, atteint 25 426 pieds [7 750 m.] [2]. A partir de ce point la puissante chaîne se prolonge sans changer de direction; elle forme les montagnes couvertes de neige qui tournent leur flanc septentrional vers le haut Pendj, s'abaisse à 12 000 pieds [3 650 m. environ] au col de Baroghil et se relève pour projeter vers le sud de grands glaciers, dans la direction du Kunjud.

Nous voici arrivés sur le cours supérieur de l'Oxus. Dès l'été de 1874, Stoliczka écrivait à ses amis d'Europe : « Le Pamir, le toit du monde, n'est pas du tout un plateau : ce ne sont que des chaînes, serrées l'une contre l'autre. » C'est à la persévérance et à la ténacité des explorateurs russes que nous devons de pouvoir déjà en embrasser l'ensemble, et d'être fixé définitivement sur le parallélisme de ces chaînons avec l'Hindou-Kouch. Les observations les plus décisives ont été faites en 1883, au cours du voyage exécuté par Ivanov et ses compagnons; je dois remercier ici cet explorateur d'avoir bien voulu m'en communiquer les résultats [3].

D'après Ivanov, il faut distinguer : la *chaîne du Wakhan*, entre le Wakhan-Daria et la rivière Pamir; la *chaîne principale du Pamir*, entre les rivières Pamir et Alitchour ; la *chaîne d'Alitchour*, entre le cours d'eau du même nom et le Mourghab; la *chaîne du Mourghab*, qui s'étend vers le N.N.E. jusqu'au col d'Ulugrabat; enfin la *chaîne du Rangkoul*, au nord de ce lac. Cette dernière forme à l'est une partie de la ligne de partage entre l'Amou et le Tarim, et à l'ouest se réunit à la *chaîne du Kara-Koul*, qui vient du Kokouchbel et de Tachtagorum.

[1. Sur la partie de l'Hindou-Kouch située au nord de Caboul, voir C. L. Griesbach, *Field-Notes from Afghanistan*, nos 4 et 5 (Rec. Geol. Surv. Ind., XX, 1887, p. 17-26 et 93-103, carte).]

2. W. W. Mac Nair, *A Visit to Kafiristan* (Proc. R. Geogr. Soc., VI, 1884, p. 9).

3. J'ai des remerciements particuliers à adresser à M. Ivanov, pour la communication des comptes rendus non encore imprimés de plusieurs conférences faites par lui au printemps de 1884, devant la Société impériale Russe de Géographie. Pour de plus amples détails voir Petermanns Mitteil., XXX, 1884, pl. IV, et Proc. R. Geogr. Soc., VI, 1886, carte, p. 176. Ces cartes, néanmoins, ainsi que la carte provisoire publiée dans les *Izviestiia*, ont été rédigées avant le retour de l'expédition et, sur les points ici discutés, Ivanov se prononce contre le tracé attribué au Ges (au nord-est), ainsi que contre la chute brusque par laquelle le Pamir est censé se terminer au sud-ouest, vers Faisabad. [L'esquisse ci-jointe (fig. 86) a été dressée d'après la carte hypsométrique de W. Geiger (*Die Pamir-Gebiete*, Geogr. Abhandl. herausgegeben von A. Penck, Bd. II, Heft 1, Wien, 1887). Le dernier document paru sur cette région est la grande carte *The Pamirs and adjoining Territories of Central Asia and India, compiled by* H. Sharbau *under the direction of the Right Hon*, G. N. Curzon, 1 : 1.000.000. (Geogr. Journ., VIII, July, 1896).]

Ces chaînes s'étendent presque toutes parallèlement de l'W.S.W. à l'E.N.E.; l'Hindou-Kouch leur fait suite au sud avec la même direction, et il en est de même au nord pour le Sa-Alaï et la chaîne de l'Alaï. Elles s'atténuent vers le sud-ouest; mais on ne trouve pas ce ressaut de terrain continu que les cartes indiquent entre le lac Chiva et la plaine. Au contraire, un chaînon avancé s'étend vers Roustak, à l'ouest de Faisabad, et, comme Wood affirme que les hautes montagnes du Khoja-Mohammed ont une direction N.E.-S.W., je serais tenté de les considérer comme un prolongement des chaînes du Pamir[1].

Considérons maintenant la partie orientale.

Comme l'a montré Stoliczka, la bande calcaire mésozoïque du Karakoroum, qui se poursuit par le col Neza-tach et Ak-tach, décrit un arc aplati dont la direction tourne de N.W.-S.E. presque à E.-W., et atteint l'Isstyk, c'est-à-dire l'extrémité septentrionale de la chaîne du Wakhan. Il résulte des observations d'Ivanov — qui n'ont pas porté seulement sur la direction des chaînes de montagnes, mais aussi sur la direction des couches, — que l'Hindou-Kouch, et avec lui la chaîne du Wakhan, sont situés au sud du point où la zone du Karakoroum viendrait rencontrer la ligne de contact des deux systèmes d'arcs; la chaîne maîtresse de l'Hindou-Kouch doit donc aller se raccorder par une courbe continue, dans le Kunjud septentrional, avec la plus puissante des chaînes de l'Himalaya occidental, la chaîne du Moustagh, ou bien faire avec sa direction un angle aigu. En fait, la première hypothèse trouve un appui dans la manière dont la carte anglaise officielle interprète la topographie du Kunjud et du haut Gilgit. Hayward dit même expressément que la rencontre se produit à l'origine de la vallée de Gilgit, en un point appelé Pusht-i-Khar, c'est-à-dire le « Dos d'Ane[2] ». Droit au sud de cette région se trouve le pays de Hunza et de Nagar, jusqu'à la limite duquel, sous les glaciers du versant méridional du Moustagh, Lydekker a suivi les prolongements de la zone triasique du Baltistán[3]. C'est entre cette bande calcaire et celle du Karakoroum-Neza-tach que doivent se rencontrer les chaînes gneissiques de l'Hindou-Kouch et du Moustagh.

1. Capt. John Wood, *A Journey to the Source of the River Oxus*, 2d ed., in-8°, 1872, p. 158; de l'autre côté de Roustak, la montagne élevée de l'Umbar-Koh viendrait près de Koundouz se souder aux chaînes du Pamir.

2. Hayward, Mém. cité, p. 125. Hayward comprend encore le Moustagh sous la dénomination de Karakoroum.

3. Lydekker, *Geology of Dárdistán, Baltistán, etc.* (Rec. Geol. Surv. Ind., XIV, 1881, p. 15, carte).

Il en est tout autrement au nord de la bande calcaire d'Aktach. Ici, comme nous l'avons vu, le Kouen-Lun se recourbe vers le N.N.W. en décrivant un grand arc de cercle et forme une longue chaîne, de hauteur médiocre au début, qui s'élève rapidement au delà du col de Tchitchiklik pour monter jusqu'à 25 500 pieds [7 750 m. environ] dans le massif gneissique du Tagharma (Moustaghata), au-dessus du petit Kara-Koul, puis, de l'autre côté de ce lac, jusqu'à 22 500 pieds [6 850 m. environ] dans un pic sans nom et porter encore une longue suite de cimes. Cette grande chaîne orientée N.N.W., que l'on appelle ordinairement Kizilyart, est accompagnée d'une ou deux chaînes parallèles plus courtes; nous la désignerons avec Ivanov sous le nom de *chaîne de Kachgar*.

Les chaînes du Pamir, orientées E.N.E., viennent buter sans transition contre les chaînes de Kachgar, orientées N.N.W., ou finissent à leur approche.

Du col Kouch-Bel, au nord-est du col Kara-Art, Ivanov dominait au sud la vallée du Ges septentrional; sur sa droite, il la voyait limitée par de beaux contreforts avancés, et sur sa gauche par la haute chaîne dentelée du Kyrk-ku (les « Quarante Pointes »). Cette vallée s'étend à l'W.N.W et au N.W. sur 70 kilomètres. Le Kyrk-ku est couvert de neiges qui descendent très bas et, dans les ravins, les glaciers arrivent presque jusqu'au fond de la vallée. C'est là le prolongement septentrional de la chaîne maîtresse de Kachgar.

C'est à cette brusque rencontre des deux systèmes de montagnes que l'on doit sans doute attribuer l'allure si capricieuse, dans cette région, de la ligne de partage des eaux entre le Tarim et l'Oxus.

Vue d'ensemble de la grande serrée (*Schaarung*). — Si, en partant de la plaine de l'Inde, nous nous dirigeons vers la ligne suivant laquelle l'arc himalayen et l'arc de l'Hindou-Kouch viennent se raccorder, nous rencontrons d'abord, près du Chinab, les monts Korana, petit groupe avancé de collines complètement isolées, qui, en vue des premiers plissements de la haute montagne, sont formées par les roches du massif tabulaire de la péninsule.

Vient ensuite à l'ouest la chaîne du Sel, gradin découpé par des dislocations, qui laisse entrevoir le soubassement des avant-chaînes tertiaires de l'Hindou-Kouch. Puis nous atteignons à l'est et à l'ouest les avant-chaînes tertiaires elles-mêmes; elles sont traversées par des anticlinaux très continus, parallèles à la bordure des deux systèmes, et par des flexures qui, sur de longues distances, sont

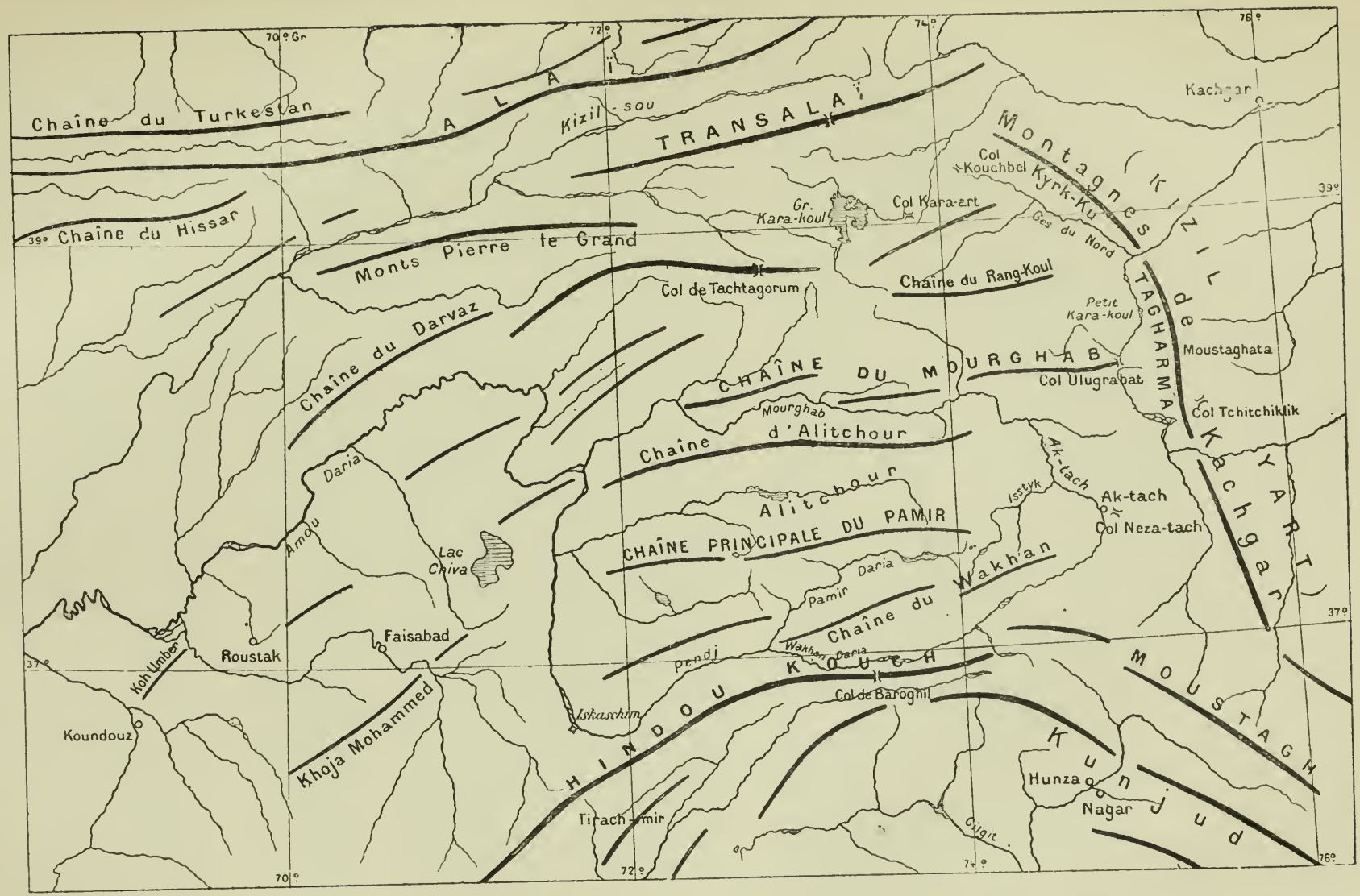


Fig. 86. — Trace des principaux chaînons du Pamir, d'après la carte de W. Geiger.
Échelle 1 : 4.000.000 environ.

renversées vers l'extérieur. Ces accidents viennent se rencontrer dans le voisinage du Jhelam, et quelques-uns d'entre eux paraissent franchir sans s'interrompre l'arête de rebroussement, en passant de la direction de l'Himalaya (S.E.) à celle de l'Hindou-Kouch (S.W.). A l'ouest, l'empiétement des lignes appartenant au système de l'Himalaya semble provoquer une sorte d'interférence.

La lisière de l'Hindou-Kouch du côté des avant-chaînes tertiaires, comme celle de l'Himalaya, est jalonnée par de longues dislocations qui présentent également des chevauchements vers l'extérieur. Dans l'Hindou-Kouch, l'arc montagneux s'avance beaucoup plus loin vers le sud qu'à l'est du Jhelam. On voit même sur une grande étendue, le long de la rive droite du Jhelam, en aval de Muzafirabad, la zone schisteuse apparaître sous les sédiments mésozoïques. Les masses gneissiques et granitiques d'Amb viennent ensuite rencontrer dans le Khagan, en amont de Muzafirabad, les prolongements de la première chaîne himalayenne — le Pir-Panjal, avec son noyau de granite intrusif, également renversé vers l'extérieur.

Dans l'ouest, les observations s'arrêtent avant d'atteindre la chaîne maîtresse de l'Hindou-Kouch. Mais dans l'est, on voit toutes les zones de l'Himalaya, en grande partie refoulées vers le sud-ouest, se diriger vers la région du contact parallèlement aux lignes de dislocation des avant-chaînes tertiaires. C'est d'abord le Pir-Panjal, puis la zone mésozoïque de Cachmir, la zone gneissique du Zanskar, la zone mésozoïque de Spiti, qui atteint la frontière britannique au sud du Nanga-Parbat, la zone gneissique du Ladak et les lambeaux mésozoïques du Baltistan, qui, sous les glaciers du Moustagh, sont orientés vers le Kunjud, enfin la chaîne gneissique du Moustagh.

Nous voyons alors la chaîne maîtresse de l'ouest, l'Hindou-Kouch, venir à la rencontre du Moustagh, la chaîne la plus puissante de l'est, et, comme nous le disions plus haut, cette rencontre doit se produire dans le Kunjud.

La bande calcaire Karakoroum-Lingzithang, dont la largeur augmente si rapidement vers l'est, entre dans le Pamir oriental par le col de Neza-tach, avec la direction S.E.-N.W., qui montre une fois de plus l'unité de structure de l'ensemble. Dans le nord, le Kouen-Lun se recourbe d'abord vers le N.W., puis vers le N.N.W. pour former la chaîne des monts de Kachgar avec le puissant Tagharma et la montagne des Quarante-Cimes.

A l'ouest se soude à l'Hindou-Kouch la longue suite des chaînes

parallèles du Pamir, qui viennent buter directement contre les monts de Kachgar; la même direction est suivie par les chaînes de l'Alaï, qui appartiennent au Tien-Chan. Mais les chaînes du Tien-Chan courent sans subir aucune déviation perpendiculairement à la direction des monts de Kachgarie. C'est là, par conséquent, que finit la grande serrée (*Schaarung*). —

Dans cette serrée, les grandes chaînes se comportent l'une vis-à-vis de l'autre comme les dislocations subordonnées des avant-monts tertiaires. La première dislocation des collines bordières se présente à l'ouest du Jhelam, encore extérieurement à la chaîne du Sel, par 32°45′ de lat. environ, et le col Kouch-bel, au-dessus du Ges, est situé au nord de 39°; la serrée embrasse donc 6 à 7 degrés en latitude. Dans le sud, l'arête de rebroussement se trouve un peu à l'ouest du 74° de long. E. (Gr.), et, dans le nord, un peu à l'est de ce méridien; sa direction est donc vers le N. quelques degrés E. Elle est jalonnée dans le sud par le Jhelam; dans le nord, sur de longs espaces, aucune vallée n'indique son parcours. Les plus puissantes chaînes paraissent se réunir en une même saillie. C'est précisément là ce qui indique la grande unité des mouvements. Comme deux fleuves de lave étalés, comme deux coulées de scories cheminant côte à côte, et dont les vagues refroidies, se serrant le long d'une arête commune, viennent tantôt se réunir et tantôt, au contraire, empiéter l'une sur l'autre : ainsi se comportent, à leur rencontre, les chaînes de l'Himalaya et de l'Hindou-Kouch.

L'Himalaya oriental. — Sur toute l'énorme longueur du bord externe convexe qui s'étend du Jhelam, par 73° de long. E. (Gr.), au 94°, sur le Brahmapoutra, et vraisemblablement plus à l'est encore, la lisière des montagnes est d'ordinaire renversée et inclinée à contresens, c'est-à-dire vers l'intérieur[1]. La constance de ce trait fondamental de structure est d'autant plus frappante que les terrains qui constituent les différents segments de cette bordure

1. Tantôt on a pris cette allure pour une superposition normale et considéré le gneiss du Kinchinjanga comme plus récent que la série inférieure de Gondwana; tantôt on a admis l'existence d'un rivage primitif, suivant lequel un effondrement ultérieur se serait produit. Bien que pour certains terrains récents le rivage ait pu être assez rapproché, les géologues qui connaissent la bordure des Alpes n'en ont pas moins reconnu immédiatement le renversement général; par exemple, Griesbach dans le Kumaon (Rec. Geol. Surv. Ind., XIII, 1880, p. 8), et L. de Lóczy dans la région de Darjiling (Földtani Közlöny, 1883, p. 270). [Pour la partie de la bordure tertiaire comprise entre Hardwar et la frontière du Népal, voir C. S. Middlemiss, *Physical Geology of the Sub-Himalaya of Garhwal and Kumaon* (Mem. Geol. Surv. Ind., XXIV, pt. 2, 1890, p. 59-142, carte, 4 pl. de coupes; résumé, Annuaire Géol. Univ., VI, 1887, p. 584-587).]

sont plus variés; et, bien que les observations que nous possédons à ce sujet présentent encore un nombre considérable de lacunes, les résultats qu'elles ont déjà fournis sont loin d'être sans valeur, au point de vue des conséquences générales qui s'y rattachent.

C'est du 73° de long. E. jusqu'au 77° environ que s'étendent les hautes crêtes dentelées du Pir-Panjal et du Dhauladhar, cette zone renversée vers l'extérieur de roches où jusqu'ici on n'a point trouvé de fossiles, avec noyau granitique d'intrusion. Vers l'est, la zone externe diminue de hauteur; Medlicott et Blanford lui donnent le nom de Bas-Himalaya (*Lower Himalayas*). Dans cette même série fort épaisse de sédiments sans fossiles[1], désignés à partir du Jhelam sous les noms de *Krol-Series* et *Blaini-Series*, on rencontre des bandes importantes de calcaire et de dolomie, qui ont été attribuées en partie, mais sans preuves suffisantes, au Trias[2]. Près de Simla, cette série pénètre dans la zone qui lui fait suite au nord, et ses affleurements acquièrent une largeur exceptionnelle[3]. Au delà du Kumaon, les observations manquent sur une grande distance. Seule, la reconnaissance que Medlicott a poussée dans le Népal, jusqu'aux rives de la Trisul-Ganga au nord-ouest de Katmandou, jette quelque lumière sur la structure de ce pays, resté fermé aux Européens; les éléments qui constituent les zones externes de la haute montagne paraissent d'ailleurs y être les mêmes, d'une manière générale, que dans le Kumaon[4].

De nouveau nous nous trouvons en face d'une grande lacune, et c'est seulement à la frontière du Sikkim que nous atteignons le champ de recherches de F. R. Mallet, qui embrasse le bord extérieur de la région montagneuse, presque depuis le 88° jusqu'au 90° de long. E.[5]. Nous devons entrer ici dans quelques détails.

[1. Les fossiles découverts par C. S. Middlemiss à Tal, dans le Gahrwal, près des bords du Gange, et que ce géologue considérait comme probablement jurassiques (Rec. Geol. Surv. Ind., XVIII, 1885, p. 73-77) sont en réalité indéterminables (R. D. Oldham, *Manual*, etc., 2d ed., p. 238).]

[2. Pour la succession des couches aux environs de Simla, voir R. D. Oldham, Rec. Geol. Surv. Ind., XX, 1887, p. 143-153, carte; le même, *The sequence and correlation of the Pre-Tertiary Sedimentary formations of the Simla region* (Ibid., XXI, 1888, p. 130-143); *Manual*, etc., 2d ed., p. 132-138.]

[3. Sur la rive gauche du Gange, et contre la lisière même du Bas-Himalaya, C. S. Middlemiss a décrit un massif ovale de schistes cristallins, s'allongeant du N.W. au S.E. sur une longueur de 70 kilomètres, et dont la bordure surplombe de toutes parts les terrains sédimentaires du pourtour (*Physical Geology of West British Garhwal*, Rec. Geol. Surv. Ind., XX 1887, p. 26-40, 2 cartes, 1 pl.). Pour le prolongement du Bas-Himalaya au sud-est, voir C. S. Middlemiss, *Geological Sketch of Naini Tal* (Ibid., XXIII, 1890, p. 213-235, carte, 1 pl.).]

4. H. B. Medlicott, *Note on the Geology of Nepál* (Rec. Geol. Surv. Ind., VIII, 1875, p. 93-101, carte).

5. Fr. R. Mallet, *On the Geology of the Dárjíling District and the Western Duárs*

A l'est de Darjiling, le Rungit vient grossir la Tista, qui traverse ensuite les montagnes en coulant du nord au sud. Cette vallée transversale est encaissée dans des schistes verts et gris (*Dáling Series*), qui séparent l'une de l'autre les extrémités opposées de deux grands massifs de gneiss, le Kinchinjanga (28 516 pieds anglais [8 691 m.]), à l'ouest, et le Dankia (23 189 pieds [7 068 m.]) à l'est. Darjiling est construit sur la lisière du massif gneissique occidental. Non seulement les schistes séparent les deux massifs de gneiss, mais encore ils les enveloppent vers le nord et aussi vers le sud, où le gneiss s'avance jusque très près de la plaine; et, de tous les côtés, ces schistes plongent sous le gneiss.

En partant de la plaine, on voit s'enfoncer sous ces schistes, qui supportent le gneiss avec un fort plongement au N. N. W., un ensemble de grès et de schistes charbonneux fissiles, dans lesquels Hooker a depuis longtemps découvert les premières traces de plantes fossiles. C'est en réalité une partie des couches inférieures de Gondwana (Damuda) de la péninsule qui, plongeant sous la zone schisteuse et par conséquent aussi sous les deux massifs de gneiss du Kinchinjanga et du Daling, prennent part, sur une très grande longueur, à la constitution du bord externe des montagnes. La zone tertiaire adjacente, qui est du reste incomplète, s'incline également, comme partout, vers l'intérieur de la chaîne. Les bandes calcaires de la série de Krol ont disparu.

L'allure des couches inférieures de Gondwana et des bandes schisteuses relativement au gneiss a été expliquée tout d'abord par l'hypothèse d'un grand pli synclinal; mais elle est en harmonie avec le renversement qui se manifeste presque partout où on a pu étudier la bordure des montagnes. Comme la ceinture schisteuse septentrionale plonge également à contresens, vers le sud, il est vraisemblable que les deux massifs gneissiques dont nous avons parlé sont caractérisés par la structure en éventail, c'est-à-dire que les grands noyaux externes de l'Himalaya offriraient une disposition analogue à celle que présente la première rangée de massifs cristallins des Alpes Occidentales, au Mont Blanc par exemple. —

Les couches de Gondwana disparaissent de nouveau vers l'est. A l'est du Joldoka se montrent des bandes calcaires, qui rappellent

(Mem. Geol. Surv. Ind., XI, 1875, p. 1-96, cartes). [Voir aussi P. N. Bose, *Notes on the Geology and Mineral Resources of Sikkim* (Rec. Geol. Surv. Ind., XXIV, 1891, p. 217-230, carte); *The Darjiling Coal between the Lisu and the Ramthi Rivers* (Ibid., XXIII, 1890, p. 237-258, carte).]

la série de Krol de la région de l'ouest. Le 90° de long. E. marque une nouvelle lacune dans les observations[1].

Beaucoup plus à l'est, de 93° 30′ à 94° de long. E., là où le Dikrang sort des monts Dafla, les bandes calcaires manquent encore une fois; elles sont remplacées par les couches de Gondwana, qui renferment des lits de houille. Nous sommes redevables à Godwin-Austen de cette importante constatation[2]. Les avant-chaînes tertiaires s'allongent en plis orientés N.E. et s'élèvent dans le Gorusutia à plus de 3 000 pieds [900 m. environ] au-dessus du Brahmapoutra, en tournant vers la plaine alluviale de ce fleuve un escarpement visible de très loin. En arrière de ces plis vient la série charbonneuse, en couches redressées et très réduites, en particulier au fond de la vallée longitudinale du Dikrang moyen; puis, immédiatement après, des micaschistes, des gneiss et du granite. —

Ainsi donc, dans l'ouest et jusqu'au Kumaon, des bandes puissantes de calcaire entrent dans la constitution de cette zone externe de la haute chaîne; il en est de même dans le Népal central. Dans le Sikkim, le calcaire disparaît et cède la place aux couches charbonneuses de la péninsule; à la frontière du Bhoutan, les bandes calcaires reprennent leur rôle; puis elles font défaut encore une fois dans les monts Dafla, où l'on retrouve les couches à combustible. —

Si nous considérons maintenant les montagnes non plus dans le sens de leur longueur, mais dans le sens des méridiens, c'est-à-dire par rapport aux régions contiguës qui les précèdent au sud, on peut se représenter la situation de la manière suivante :

Les plus hautes cimes connues de l'Himalaya appartiennent à la zone de gneiss la plus méridionale, et celle-ci, du moins dans le Sikkim, est subdivisée par des bandes schisteuses en massifs distincts, de la même façon que le gneiss des Alpes Suisses. Il y a lieu d'admettre que la structure en éventail est réalisée de part et d'autre de la Tista. La bordure méridionale des éventails du Kinchinjanga et du Dankia fait en même temps partie du bord externe renversé, et il entre dans sa constitution des couches qui appartiennent à la série inférieure de Gondwana et des couches tertiaires récentes. Du pays d'alluvions qu'arrose le Brahmapoutra, en avant de l'Himalaya, surgissent isolées des collines arrondies de gneiss et,

[1. L'étendue de cette lacune se trouve légèrement diminuée par la reconnaissance de Tom D. La Touche entre 92°30′ et 93° (*Notes on the Geology of the Aka Hills, Assam*, Rec. Geol. Surv. Ind., XVIII, 1885, p. 121-124, carte); la structure y est la même que plus à l'est.]

2. H. H. Godwin-Austen, *Notes on the Geology of part of the Dafla-Hills, Assam* (Journ. Asiatic Soc. Bengal, new ser., XLIV, 1875, p. 35-41, pl.).

au sud du fleuve, on voit s'élever, à une hauteur médiocre il est vrai, sur le versant nord, la bande gneissique qui correspond au plateau de Shillong, allongé en forme de coin. Un épanchement de trapp, remontant à l'époque des couches de Gondwana, s'applique au sud contre le gneiss, et le Crétacé moyen et supérieur repose horizontalement sur les deux roches; plus au sud vient le calcaire nummulitique, et enfin l'ensemble de la série sédimentaire ainsi disposée plonge vers le S. et le S. E. en formant une sorte de large flexure. En contre-bas se trouvent les couches tertiaires plus récentes, qui sont excessivement disloquées, et devant nous se présentent les chaînons plissés de la Birmanie.

Les chaînes Birmanes. — Les chaînes dont je veux maintenant dire quelques mots forment un des faisceaux de plissements les plus étendus qui existent.

D'après les données que nous possédons actuellement, un grand nombre de chaînes parallèles partent du Tibet oriental, dans la région des sources de l'Iraouaddi, de la Salouen et du Mékong, pour courir de l'W.N.W. à l'E.S.E[1]. Elles forment le « système indochinois » (*hinterindisches System*) de Richthofen. Leurs relations avec l'extrémité orientale de l'Himalaya sont inconnues; mais, tandis qu'elles se prolongent dans la direction de Ta-li-fou et de Momeïn, on voit apparaître plus à l'ouest, au-dessous du coude du Brahmapoutra, des chaînes qui manifestement appartiennent au même groupe. Elles forment ici les monts Naga, la chaîne de Patkoi et de Barail, au-dessus de Kachar, et une longue série d'autres rangées, qui d'abord dirigées N.E.-S.W., prennent ensuite, par une courbure assez brusque, l'orientation N.-S. C'est à cet alignement que se rattache la longue chaîne d'Arrakan, qui aboutit au cap Negraïs.

Dans toute la Birmanie, on voit un système extraordinairement développé de vallées longitudinales orientées du N. au S.; en même temps, la forme de la péninsule Malaise et des îles qui s'y rattachent montre qu'il se produit, en allant vers le sud, une déviation d'ensemble, qui fait passer peu à peu la direction N.-S. à la direction N.W.-S.E. La constitution géologique de cette région, autant qu'elle nous est connue, concorde avec ces traits extérieurs

1. Je m'appuie sur la carte de C. H. Lepper, *The Singpho-Kampti Country or Neutral Ground between India and China* (Proc. Asiatic Soc. Bengal, March 1882, pl. I) et sur la carte complétée par B. Hassenstein, d'après Colborne Baber (Petermanns Mitteil., XXIX, 1883, pl. I).

du relief, et nous pouvons y distinguer trois zones. La plus occidentale embrasse les chaînes que nous venons d'énumérer depuis les monts Naga, par 27° 30′ de lat. N., jusqu'à la Grande Nicobar, par 7° de lat. N., et, comme nous le verrons bientôt, elle se suit plus loin encore vers le sud. La dépression de l'Iraouaddi et la mer qui la précède forment la zone médiane. Quant à la zone orientale, elle embrasse tout le pays de montagnes qui s'étend à l'est des villes d'Ava et de Mandalay et du fleuve Sittang, ainsi que toute la péninsule malaise. Les roches les plus anciennes de la zone occidentale sont considérées comme appartenant au Trias[1]; celles de la zone centrale ne descendent pas au-dessous de la série tertiaire; la zone orientale enfin est formée par des roches beaucoup plus anciennes, qui sont surtout archéennes.

Ici encore, il convient d'accorder une attention particulière à la structure de la lisière externe.

Mallet a examiné la bordure de la région montagneuse le long du Brahmapoutra depuis le 27° 20′ jusqu'au 26° 30′ de lat. N[2]. Elle comprend une série de couches charbonneuses d'âge tertiaire moyen, et une série plus ancienne de schistes sans fossiles et de quartzites (*Disang group*), qui se poursuit avec le même aspect à travers tout l'Arrakan (*Negraïs group*, au sud). Ces deux séries, sur toute cette étendue, plongent à contre sens, c'est-à-dire vers le S.E., et, même si l'on admet avec Mallet que la série lignitifère récente est séparée de la série plus ancienne par une longue fracture, le plongement à contre sens de l'un et de l'autre élément tectonique n'en révèle pas moins ici, comme pour la bordure de l'Himalaya, l'extraordinaire puissance des mouvements tangentiels[3].

Cette bordure pourtant n'est séparée de celle de l'Himalaya que par la vallée du Brahmapoutra, et nous nous trouvons en présence d'un cas où deux chaînes de montagnes *ayant subi un déplacement horizontal en sens inverse* viennent se rapprocher l'une de

[1. F. Noetling a montré que l'attribution de ces roches au Trias repose sur une erreur de détermination d'un fossile; en réalité, le terrain le plus ancien de la chaîne d'Arrakan est d'âge crétacé (Rec. Geol. Surv. Ind., XXVIII, 1895, p. 61).]

[2. La géologie de la haute vallée du Dehing, un peu plus à l'est, entre 27°35′ et 27° de lat. N., a été étudiée par Tom D. La Touche (Rec. Geol. Surv. Ind., XIX, 1886, p. 111-115, carte); il n'y a observé que des grès tertiaires, dont la direction, d'abord N.E., à l'origine de la chaîne Patkoi, tourne ensuite à l'E., puis à l'E.S.E., avec plongement vers la haute crête de gneiss située au nord et à l'est.]

3. F. R. Mallet, *On the Coal-Fields of the Nágá Hills, bordering the Lakhimpur and Sibságar District, Assam* (Mem. Geol. Surv. Ind., XII, 1876, p. 269-363, cartes). Dans le cas d'une faille, il faudrait d'ailleurs que la série récente fût retroussée, non dans ce sens, mais en sens inverse.

l'autre. Au nord du Brahmapoutra, le plongement dominant des couches est vers le N.W.; au sud du fleuve, au contraire, il est vers le S.E en même temps, au point de vue de l'allure en plan des deux systèmes montagneux, leurs convexités sont tournées l'une contre l'autre et contre le coin intermédiaire, qui correspond au plateau de Shillong. Cette région met donc en évidence un antagonisme complet des mouvements tangentiels.

Rapprochons-nous du plateau de Shillong. Les arcs extrêmes des chaînes birmanes en sont séparés tout d'abord par la vallée du Dhansiri, qui contourne l'extrémité nord-orientale du plateau pour se jeter dans le Brahmapoutra. C'est là précisément que R. D. Oldham nous a fait connaître la zone plissée sur toute sa largeur, jusqu'à la grande dépression de l'Iraouaddi. Il y existe plusieurs chaînes parallèles. Le Tertiaire moyen y atteint une altitude notable; au-dessous apparaissent des couches que l'on suppose crétacées, puis le groupe plus ancien des grès et des schistes, et sur la bordure orientale, à la lisière par conséquent de la grande dépression, se montre une longue traînée de serpentine[1].

Les dépôts tertiaires récents occupent tout le pays entre le versant extérieur des chaînes de Barail et le plateau de Shillong; et même au sud-ouest, là où les hauteurs s'écartent vers Kachar, on rencontre une région où les couches tertiaires sont horizontales. Leur épaisseur est très considérable, et, depuis longtemps déjà, Medlicott et Blanford ont émis l'hypothèse qu'elles étaient formées de matériaux provenant de l'Himalaya : la compression de ces sédiments suivant la direction des chaînes birmanes, en d'autres termes leur incorporation dans ce système de plissements, aurait motivé le détour du Brahmapoutra au nord du plateau de Shillong[2].

Les monts Louchaï déroulent leurs lignes régulièrement parallèles dans la direction N.-S.[3], jusque vers Pégou. Le levé que Theobald nous a donné de ce pays, malgré quelques incertitudes dans la détermination de l'âge des terrains, nous fournit déjà cependant des renseignements précieux[4].

1. R. D. Oldham, *Report on the Geology of parts of Manipur and the Naga Hills* (Mem. Geol. Surv. Ind., XIX, 1883, p. 217-242, carte).

2. T. D. La Touche, *Notes on a Traverse through the Eastern Khasia, Jaintia and North Cachar Hills* (Rec. Geol. Surv. Ind., XVI, 1883, p. 203); *Manual Geol. Ind.*, II, p. 609.

3. « Vers le nord comme le sud se montre ce remarquable parallélisme. Les cimes de la chaîne Uiphum, parmi lesquelles le Klang-Sang [2 600 pieds (792 m.)] est une des plus hautes, s'alignent avec une régularité si étonnante, qu'une seule visée vers le sud, avec la planchette, atteint tous les points culminants sur un grand nombre de milles. » (Capt. Tanner, *The Lushai Expedition*, Proc. R. Geogr. Soc., XVII, 1873, p. 49).

4. W. Theobald, *On the Geology of Pegu* (Mem. Geol. Surv. Ind., X, 1873, p. 189-

Nous nous limitons provisoirement à la la chaîne occidentale, à la chaîne d'Arrakan. C'est un seul et même pli, d'une grande longueur, qui, depuis les chaînes septentrionales, s'avance jusqu'au cap Negraïs et encore descend-il, dès le 17° 30′, à 1400 pieds environ [425 m.], et même plus bas vers le sud. Il y existe une série ancienne que la présence d'*Halobia* et de *Cardita* a fait assimiler au Trias de l'Himalaya[1]; le terrain crétacé est indiqué sur le versant occidental, à Sandoway, par la *Schlœnbachia inflata;* des bancs de schistes sans fossiles, très épais, et des grès massifs, avec un peu de calcaire lithographique (*Negraïs series*), forment une grande partie de la chaîne; puis viennent le calcaire nummulitique et les couches tertiaires plus récentes.

La chaîne est en général constituée par une voûte simple : le Trias apparaît suivant son axe, depuis la frontière anglaise jusqu'au 19° environ; mais là, l'anticlinal est rompu vers l'est, de manière que le calcaire nummulitique bute contre le Trias. Au sud, la fracture disparaît, et avec elle le Trias, de telle sorte que le pli normal se poursuit jusqu'au cap Negraïs; le rocher le plus méridional, Pooriam Point, à l'est de l'embouchure du Basseïn, est formé par des couches nummulitiques. En même temps, à l'est, de longues traînées de serpentine font leur apparition; elles représentent évidemment le prolongement de la bande de serpentine qui commence sur la bordure orientale, par 25°10′. Ces prolongements se trouvent à peu près entre 19° 20′ et 17° 25′. Mais l'unité de ces chaînes ne se trahit pas seulement par l'allure des plissements et la grande extension de ces traînées de serpentine. Par 27° 30′, sur le haut Dehing, qui sort des monts Naga, on connaît des sources de sel et du pétrole, et des gisements semblables se répètent en plusieurs endroits, en particulier dans l'île de Boranga, à l'embouchure du Kolemin, puis dans les îles de Ramri et de Cheduba, où ils sont associés à des volcans de boue, et enfin jusqu'au cap Negraïs. On en trouve aussi sur le versant oriental de la chaîne. A Menbo, sur l'Iraouaddi (20° de lat. N.), on connaît un volcan de boue, et nombreuses sont les sources de sel et de pétrole jusqu'à la mer. Des deux côtés des montagnes, elles paraissent appartenir aux couches à nummulites ou au Tertiaire moyen[2].

359, carte). [Voir aussi Tom D. La Touche, *Note on the Geology of the Lushai Hills* (Rec. Geol. Surv. Ind., XXIV, 1891, p. 98-99).]

[1. On sait aujourd'hui que cette assimilation était erronée (voir la note 1 de la p. 593).]

2. W. Theobald, *Salt-Springs of Pegu* (Rec. Geol. Surv. Ind., VI, 1873, p. 67-73

Le rapprochement de tous ces caractères, cette longue bande de grès et les schistes sans fossiles qui remontent tout au plus à l'époque crétacée, les sources salines, les gîtes de pétrole, les volcans de boue et les serpentines nous rappellent si complètement les Carpathes, le Caucase et certaines parties de l'Apennin, que malgré l'apparition locale du Trias, on n'hésiterait guère en Europe à appeler une pareille région une région de *Flysch*. De toutes les montagnes de l'Inde, ce sont les chaînons du Sind, malgré certaines différences, qui lui ressemblent le plus. Mais la chaîne ne se termine pas au cap Negraïs. Tous les observateurs qui, depuis Rink, se sont occupés des îles du golfe du Bengale sont d'accord pour prolonger la ligne des hauteurs de l'Arrakan par les îles Preparis et les Cocos jusqu'aux Andaman et aux Nicobar. La direction des couches est la même, ce sont bien aussi les mêmes terrains — des serpentines souvent associées à des gabbros et à des roches vertes (*Grünstein*), puis des grès, des schistes et un Tertiaire plus récent, — qui, en plis rompus et entourés de récifs de coraux, forment ces îles [1].

En suivant cette zone occidentale des chaînes birmanes, nous

carte); Mallet, *Mud Volcanoes of Rámri and Cheduba* (Ibid., XI, 1878, p. 188-223, cartes), et *Note on a recent Eruption in Rámri Island* (Ibid., XII, 1879, p. 70-72). Le pétrole se montre aussi dans le Pandjab et en des points isolés du Sind [voir H. B. Medlicott, *Note on the occurrence of Petroleum in India* (Ibid., XIX, 1886, p. 185-210, 2 pl.); Th. H. Holland, *On Mineral Oil from the Suleiman Hills* (Ibid., XXIV, 1891, p. 84-97; XXV, 1892, p. 175, 180); Tom D. La Touche, *Report on the Oil Springs at Moghal Kot in the Shirani Hills* (Ibid., XXV, 1892, p. 171-175); etc.]; enfin, il faudrait rappeler les volcans de boue de la côte qui s'étend à l'ouest des bouches de l'Indus, mais les zones ne sont nulle part aussi contiguës que dans cette chaîne. [Voir aussi F. Noetling, *Report on the Oil-Fields of Twingoung and Beme, Burma* (Rec. Geol. Surv. Ind., XXII, 1889, p. 75-136, carte, 1 pl.).]

1. F. Stoliczka, *Die Andamanen* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1868, p. 192); V. Ball, *Notes on the Geology of the Vicinity of Port Blair, Andaman* (Journ. Asiatic Soc. Bengal, XXXIX, part 2, 1870, p. 231-239) et *Brief Notes on the Geology and the Fauna in the Neighbourhood of Nancowry harbour, Nicobar* (Ibid., p. 25-37); Medlicott and Blanford, *Manual of the Geology of India*, II, p. 732-736; G. E. Bulger, *A visit to Port Blair and M. Harriet, Andaman Islands* (Canad. Natur., VIII. 1876, p. 95-103). En outre, H. Rink, *Die Nikobarischen Inseln*, in-8°, Copenhague, 1847, carte, et F. von Hochstetter, *Beitr. zur Geologie and physikalischen Geographie der Nikobar-Inseln* (*Reise der Fregatte Novara, Geol. Theil*, II, 1866, p. 83-112, carte); C. Schwager, *Fossile Foraminiferen von Kar Nikobar* (Ibid., p. 187-268, pl.). — Lydekker montre que les restes de dents de *Diodon*, que l'on trouve dans le Tertiaire de l'île Rámri, sont semblables à ceux de Port-Blair, dans les Andaman (Rec. Geol. Surv. Ind., XIII, 1880, p. 59). Hochstetter (p. 98) a assimilé ces serpentines aux serpentines tertiaires d'Italie et, de même, Neumayr a comparé la chaîne entière avec le flysch grec; Bittner, Neumayr und Teller, *Ueberblick der geologischen Verhältnisse der Aegäischen Küstenländer* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XL, 1880, p. 405). [Voir aussi F. R. Mallet, *On Some of the Mineral Resources of the Andaman Islands in the Neighbourhood of Port Blair* (Rec. Geol. Surv. Ind., XVII, 1884, p. 79-88); R. D. Oldham, *Notes on the Geology of the Andaman Islands* (Ibid., XVIII, 1885, p. 135-145, carte).]

sommes arrivés du 27° 30′ de lat. N. au 7°; quittons-la un instant pour nous tourner vers la zone médiane. Nous désignons sous ce nom tout l'espace compris entre la lisière orientale de la chaîne d'Arrakan, dont nous venons de parler, et la rive orientale du Sittang, puis du Panboung, qui se jette dans l'Iraouaddi à Ava. Mais il est très probable que cette même zone s'étend au nord jusque bien au delà de Bhamo, avec une largeur à peu près constante, et que, vers le sud, elle embrasse tout le bras de mer qui s'étend entre les Andaman et les Nicobar à l'ouest et la péninsule malaise à l'est.

Ce qui frappe tout d'abord, c'est une série de volcans éteints.

Au milieu de la plaine de l'Iraouaddi, non loin du 21° de lat. N., au nord-est des sources de pétrole de Yenan-Khyoung, et à l'est de Pagan, le puissant volcan isolé de *Pouppa-doung* s'élève à environ 5000 pieds [1500 m. environ], tandis que l'altitude de Pagan sur l'Iraouaddi n'est guère que de 300 pieds [90 m.]; Blanford en a fait l'ascension. Le cratère s'abaisse à près de 2000 pieds [600 m. environ] au-dessous du bord, qui est ébréché du côté du nord. Des cendres et des laves s'étalent en une vaste nappe sur la partie adjacente du haut pays[1].

Beaucoup plus au sud, par 16° 22′, au sud de Nga-pu-tau, dans la basse vallée du Basseïn, on voit s'élever au-dessus d'un cours d'eau, entouré de couches de Tertiaire ancien, le *Chouk-talon* ou « pierre solitaire », petit rocher de trachyte qui représente un filon ou une bouche d'éruption secondaire[2].

C'est sur le même alignement, mais à une plus grande distance encore, que se trouvent les volcans bien connus de l'île *Narcondam* (13° 24′) et de *Barren-Island* (12° 17′)[3].

Abstraction faite de ces volcans, la zone médiane comprend trois parties : la vallée de l'Iraouaddi, celle du Sittang, et la longue chaîne intermédiaire du Pégou Yomah.

1. W. T. Blanford, *Account of a Visit to Puppá doung, an extinct Volcano in Upper Burma* (Journ. Asiat. Soc. Bengal, XXXI, 1863, p. 215-226, pl.). Anderson cite un volcan encore plus au nord, par 25°; mais cette indication sort de la région dont je me proposais de parler. [Ce volcan, appelé Ho-Schuen-Shan, a été visité par L. de Lóczy (voir *Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien*, I, in-4°, Wien, 1893, p. 770-774).]

2. Theobald, *Geology of Pegu*, p. 142.

3. G. von Liebig, *Barren-Island* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., X, 1858, p. 299-304, pl.); V. Ball, *Barren Island and Narkondam* (Rec. Geol. Surv. Ind., VI, 1873, p. 81-90). [Voir surtout F. R. Mallet, *The Volcanoes of Barren Island and Narcondam in the Bay of Bengal* (Mem. Geol. Surv. Ind., XXI, 1885, p. 251-286, cartes); voir aussi, du même, *On Soundings recently taken off Barren Island and Narcondam by Commander* A. Carpenter, *R. N.* (Rec. Geol. Surv. Ind., XX, 1887, p. 46-48, 2 pl. de profils).]

Le Pégou Yomah, dont les points culminants, par 17° 55′, doivent atteindre 2 000 pieds [600 m. environ], se compose tout entier, d'après Theobald, de couches tertiaires récentes qui sont disposées en plis peu accusés et dans lesquelles se sont creusées les vallées fluviales. Dans le voisinage de la mer, les deltas des deux fleuves se touchent, le Pégou Yomah venant se terminer à Rangoon, mais vers le nord, à mesure que le fond plat de leurs vallées se retrécit, la chaîne tertiaire augmente de largeur, jusqu'à ce qu'elle forme seule, à partir du 19° environ, la zone médiane.

Ces dépôts tertiaires sont riches en coquilles marines; on en doit séparer un étage plus récent, où l'on trouve, il est vrai, des dents de squales, attestant une communication avec la mer, mais qui contient aussi en grand nombre des troncs d'arbres silicifiés et les restes d'une faune terrestre comparable à celle des monts Siwalik. Il semble ressortir de la description donnée par Theobald que cet étage récent est adossé aux couches marines à un niveau inférieur[1]. —

Voici donc comment nous pouvons nous représenter le passé des chaînes birmanes:

L'origine de la dépression qui sépare la zone de Flysch d'Arrakan et les roches anciennes de l'est doit remonter jusqu'au milieu de l'époque tertiaire. La mer qui déposa les sédiments du Pégou Yomah s'étendait très avant vers le nord et prolongeait le golfe actuel de Pégou. Pendant une période d'abaissement des rivages se sont accumulées ces formations fluviatiles et d'estuaire dans lesquelles on retrouve la faune des Siwaliks, qui se rapproche beaucoup, au point de vue de l'âge, de celle de l'époque pontique. Un nouvel abaissement des rivages a amené enfin l'état de choses actuel. Mais on ne peut pas dire jusqu'à quelle hauteur la mer s'élevait primitivement, parce que le plissement a joué son rôle dans la surélévation du Pégou Yomah; Bhamo, sur l'Iraouaddi, à plus de 8 degrés de latitude au nord de l'embouchure du fleuve, n'est situé qu'à 430 pieds anglais [131 m.] au-dessus du niveau de la mer.

Ici se présente une analogie frappante avec un pays d'Europe, beaucoup plus petit, d'ailleurs : on peut en effet comparer la zone médiane de Birmanie avec la dépression intra-alpine de Vienne; incomplètement séparée de la région extérieure aux Alpes par les lambeaux et les éperons de la zone du Flysch, elle devait ressembler, au milieu de l'époque tertiaire, au golfe actuel de Pégou.

[1. Voir aussi F. Noetling, *The Development and Sub-division of the Tertiary System in Burma* (Rec. Geol. Surv. Ind., XXVIII, 1895, p. 59-86, carte).]

La zone orientale a été beaucoup moins explorée. On sait, il est vrai, que la première chaîne, le Poungloung Range, qui se dresse à l'est au-dessus du fleuve Sittang, est formée de roches archéennes, mais que près de Maulmeïn, sur la Salouen, affleure un large massif de terrains paléozoïques. Les rochers calcaires, qui appartiennent à l'étage supérieur de cette série, ont livré des fossiles carbonifères. Il semble, d'après Theobald, que ces couches paléozoïques, isolant la chaîne de Poungloung, se continuent très loin vers le nord dans la vallée de la Salouen[1]; vers le sud, elles auraient pour prolongement extrême les rochers calcaires escarpés qui constituent l'archipel de Mergui[2].

Les roches archéennes, que l'on connaît dans le Tenasserim, à l'est de la zone paléozoïque des Mergui[3], forment l'isthme de Kra, et les renseignements dont nous disposons jusqu'à présent montrent que tout le Sud de la péninsule est constitué par des granites, des schistes archéens et des terrains paléozoïques. Toutefois, d'après Tenison-Woods, la structure du pays ne concorde pas absolument avec l'orientation de cette partie méridionale. Au contraire on trouve dans le Pérak un groupe occidental de chaînes parallèles, qui naissent dans l'État de Keddah et déterminent l'élargissement de la péninsule; elles embrassent aussi Penang et les îles Dinging, sont orientées N.N.E.-S.S.W. et s'élèvent presque jusqu'à 7000 pieds [2133 m.]. A l'est du fleuve de Pérak vient une chaîne plus courte dont la direction est N.-S. C'est à l'est de celle-ci que

[1. F. Noetling a suivi très loin le prolongement de cette zone vers le nord. Il y a reconnu, à l'est de Mandalay, la présence de calcaires à *Echinosphaerites* rappelant de tous points ceux du Silurien inférieur des provinces baltiques (*Field notes from the Shan Hills, Upper Burma*, Rec. Geol. Surv. Ind., XXIII, 1890, p. 78-79; *Report on the Coal-fields in the Northern Shan States*, Ibid., XXIV, 1891, p. 99-119). Pour le Nord de la Birmanie, en amont de Bhamo, consulter Griesbach, *Geological Sketch of the Country north of Bhamo* (Ibid., XXV, 1892, p. 127-130); F. Noetling, *Report on the Economic Resources of the Amber and Jade mine areas in Upper Burma* (Ibid., p. 130-135); du même, *Note on the occurrence of Jadeite in Upper Burma* (Ibid., XXVI, 1893, p. 26-31, carte : granite, schistes métamorphiques, roches d'intrusion basiques, calcaires cristallins, grès miocènes); *Geology of Wuntho in Upper Burma* (Ibid., XXVII, 1894, p. 115-124, carte); M. Bauer, *On the Jadeite and other Rocks, from Tammaw in Upper Burma* (Ibid., XXVIII, 1895, p. 91-105); F. Noetling, *Ueber das Vorkommen von Jadeit in Ober-Birma* (Neues Jahrb. f. Min., 1896, I, p. 1-17, carte). Voir aussi Lóczy, ouvr. cité, p. 761-783.]

2. Theobald, *Geology of Pegu*, p. 223, et *Manual Geol. Ind.*, II, p. 709. [Voir aussi F. Noetling, *Carboniferous Fossils from Tenasserim* (Rec. Geol. Surv. Ind., XXVI, 1893, p. 96-100, 1 pl.); *Schwagerina, Lonsdaleia, Productus*, etc. Cette faune paraît être intermédiaire entre la faune carbonifère supérieure du Salt Range et celle de Sumatra.]

[3. P. N. Bose, *Note on Granite in the Districts of Tavoy and Mergui* (Rec. Geol. Surv. Ind., XXVI, 1893, p. 102-103, 1 pl.). Ce granite serait intrusif dans des schistes considérés comme carbonifères, et fortement modifiés au contact. Voir aussi *Notes on the Geology of a part of the Tenasserim Valley with special reference to the Tenda-Kamapying Coal-field* (Ibid., p. 148-164).]

se trouve la chaîne principale[1]. Près de Singapour on trouve du granite associé à d'autres roches massives, des grès et des schistes anciens : l'orientation est N.W.-S.E[2].

Sumatra. — La mer de Pégou, continuation du grand golfe tertiaire de l'Iraouaddi, se rétrécit vers le sud; la grande île de Sumatra apparaît, et les travaux des géologues néerlandais nous permettent de reconnaître comment les roches des Nicobar viennent s'y rattacher à celles de la péninsule de Malacca.

En fait, les excellents travaux de Verbeek et de ses collaborateurs nous apprennent que bien peu d'éléments nouveaux se rencontrent à Sumatra[3]. On y observe des schistes anciens très développés, un granite intrusif plus récent, des schistes et des calcaires appartenant au terrain carbonifère, des épanchements divers de roches vertes (*Grünstein*), en particulier des diabases et des diorites, une série tertiaire assez variée, enfin des andésites, datant du milieu de l'époque tertiaire, et les grands volcans modernes.

Toute la rangée d'îles situées à l'ouest, depuis Poulo Babi et Poulo Nias, si souvent citée à cause de ses combustibles fossiles, jusqu'à Poulo Engano en passant par les îles Mentawei, est composée de terrains tertiaires et forme ainsi une zone extérieure indépendante. Dans Sumatra elle-même, qui à vrai dire ne nous est connue avec quelque précision que dans sa partie méridionale et centrale, les roches que nous venons de nommer sont disposées en plis multiples et fortement disloquées. Ces roches sont traversées par deux alignements volcaniques qui s'orientent exactement

1. J. Errington de la Croix, *Le Royaume de Pérak* (Bull. Soc. Géogr., 7e série, IV, 1883, p. 333-352, cartes); J. E. Tenison-Woods, *Geology of the Malayan Peninsula* (Nature, XXX, 1884, p. 76) et *Mountain System of the Malayan Peninsula* (Ibid., p. 264). [Le même, *The Geology of Malaysia, Southern China*, etc. (Ibid., XXXIII, 1886, p. 231-232); J. de Morgan, *Note sur la géologie et sur l'industrie minière du royaume de Pérak et des pays voisins* (Annales des Mines, 8e sér., IX, 1886, p. 368-444, pl. VIII-X).]

2. J. R. Logan, *Notice on the Geology of the Straits of Singapore* (Quart. Journal Geol. Soc., VII, 1851, p. 310-344, carte). L. de Lóczy dit que l'aspect des sédiments reposant sur le granite à Singapour rappelle le Flysch alpin (Földtani Közlöny, séance de la Société géol. de Hongrie, 5 janvier 1881).

3. On peut citer ici le dernier ouvage et le plus important : R. D. M. Verbeek, *Topographische en Geologische Beschrijving van een Gedeelte van Sumatra's Westkust*, in-8°, Batavia, 1883, atlas in-8° et in-4°. — Le pétrole, que nous avons vu dans le Nord, réapparaît encore ici. [Pour le Nord de Sumatra, voir R. Fennema, *Topogr. en geol. Beschrijving van het noord. Ged. van het gouv. Sumatra's Westkust* (Jaarb. v. h. Mijnwezen in Nederl. O.-Ind., 1887, wetensch. 2. ged., p. 129-251, carte et 3 pl.); N. Wing Easton, *Eenige opmerkingen aang. de Geologie van het Toba-meer en omgeving* (Ibid., 1895, wetensch. ged., p. 149-157, carte tectonique); le même, *Der Toba-See. Ein Beitrag zur Geologie von Nord-Sumatra* (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLVIII, 1896, p. 435-467, carte, 1 pl.).]

comme l'île elle-même, c'est-à-dire du N.W. au S. E. (fig. 87). Le premier suit de très près la côte occidentale; il est d'âge miocène et caractérisé par une longue traînée d'affleurements andésitiques. Le second alignement est l'axe principal des volcans actuels. Il s'étend sur toute la longueur de l'île, qui est de 1117 kilomètres; du 6° de lat. S. jusqu'au 2° de lat. N., limite des recherches précises, il n'est pas croisé par moins de douze cassures transversales, analogues aux fentes qui s'embranchent sur la ligne volcanique de l'Amérique centrale (fig. 13, p. 121), mais moins régulières. Sur ce système de cassures on compte aujourd'hui jusqu'à cinquante-neuf volcans avant d'arriver au 2° de lat. N., ou même soixante-six, si l'on y joint ceux de la première cassure transversale, qui aboutit par le Krakatau au Goeneng Pajoeng, à l'angle nord-occidental de Java. Dans ce nom-

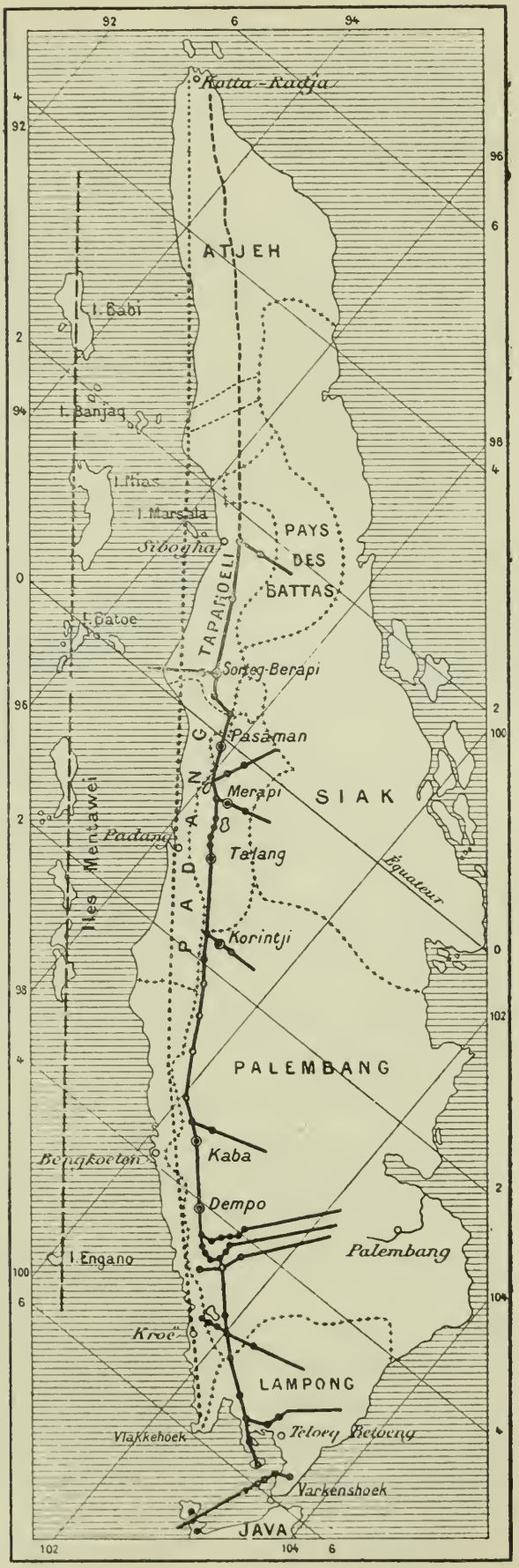


Fig. 87. — Alignements volcaniques de Sumatra, d'après R. D. M. Verbeek (*Topographische en geologische Beschrijving v. Sumatra's Westkust*, 1883, Atlas in-8°, kaart XII, Bl. 8). Échelle de 1 : 10.000.000. environ.

● Volcans éteints. ◉ Volcans actifs.
····· Alignements des éruptions andésitiques tertiaires.
——— Alignements des volcans modernes.
——— Axe de la chaîne insulaire miocène.

bre on connaît huit volcans actifs, parmi lesquels le célèbre Krakatau, le Dempo (3 167 mètres), le Korintji, haut de 3 600 mètres environ, etc. De plus, il existe certainement encore d'autres centres d'éruption dans le Nord de l'île[1].

A Sumatra, il ne s'est pas produit d'effondrements circulaires, affectant le bord interne d'une chaîne plissée, mais la chaîne elle-même s'est rompue sur de très vastes proportions, dans le sens longitudinal. La plus ancienne ligne de fracture, qui remonte au milieu de l'époque tertiaire, se trouve à l'ouest, en dehors par conséquent de la zone actuelle des volcans, car les deux lignes sont nettement convexes vers le S. W., dans le sens de l'arc malais. Les volcans récents reposent sur les terrains antérieurs, préalablement soulevés et plissés (fig. 88), et la base de leurs cônes de cendres vient

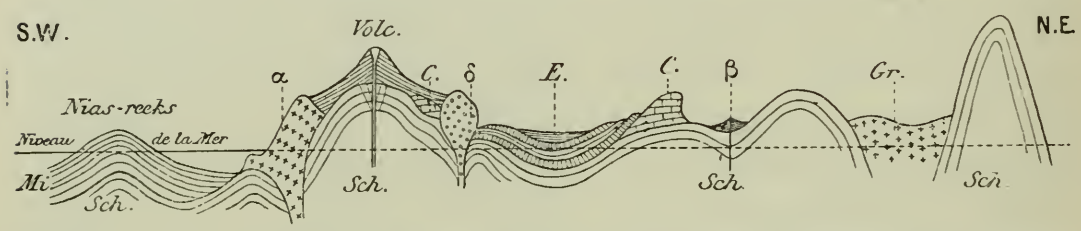


Fig. 88. — Coupe schématique à travers les montagnes de la côte occidentale de Sumatra, d'après R. D. M. Verbeek (Ouvr. cité, Atlas in-8°, Bl. 19, fig. 55).

Volc = Volcans modernes; β = Basaltes; α = Andésites tertiaires; *Mi* = Miocène; *E* = Éocène *C* = Calcaire carbonifère; δ = Diabase; *Gr* = Granite; *Sch* = Schistes paléozoïques.

se mouler sur les anfractuosités creusées par les eaux dans ces montagnes : c'est là un indice infaillible, qui nous conduit à voir dans leur apparition un phénomène très moderne, postérieur au plissement de la chaîne, ou tout au plus contemporain de ses dernières phases seulement.

Le réseau de cassures semble indiquer que l'île entière est en voie de se morceler, comme ses prolongements l'ont déjà fait. Et si cet effondrement définitif venait jamais à se produire, si ces volcans ou de nouveaux cratères devaient continuer à amonceler leurs cônes de cendres sur le site des montagnes abîmées dans la profondeur, on finirait par ne plus voir à la place de l'ancienne chaîne plissée qu'un certain nombre d'îles volcaniques, comme Barren Island où l'île Narcondam.

Java est constituée en fait par une double rangée de volcans de ce genre, surmontant un socle tertiaire avec un peu de Flysch et des serpentines. Des années se sont écoulées avant qu'on ait

1. Verbeek, ouvr. cité, p. 398 et suiv., atlas in-8°, pl. XII.

réussi à retrouver dans cette grande île les traces des schistes anciens de Sumatra[1]. A l'est de Java, la destruction de la grande chaîne arquée a été poussée plus loin encore, et ses débris s'étendent jusqu'au delà de Timor[2]. Ce n'est point ici le lieu de les étudier en détail. —

Comme l'a rappelé Martin, non sans raison, la limite entre l'Asie et l'Australie, telle que Wallace l'a tracée en se fondant sur la faune, à l'est de Bali et de Bornéo, ne se justifie pas par l'examen de la structure géologique des îles[3].

Aux Antilles pareillement, la limite que des considérations tirées de l'étude des mollusques terrestres font passer entre les îles Anguilla et Saint-Christophe ne coïncide pas davantage avec une limite géologique. Là aussi, la ligne de séparation coupe des rangées d'îles qui appartiennent à une même chaîne de montagnes. Cet état de choses est tout à fait caractéristique pour les séparations résultant d'un effondrement; et il concorde d'ailleurs avec une assertion ancienne de Wallace, d'après laquelle l'archipel malais présente « les indications d'un vaste continent, possédant une faune et une flore spéciales, qui se serait brisé *peu à peu et d'une manière irrégulière*[4]. » Dans ces conditions, et en tenant compte de la profondeur considérable des bras de mer qui séparent ces îles, il ne faut pas accorder un grand poids aux oscillations actuelles des rivages, très générales, mais peu importantes, et se rapportant à des phénomènes d'un ordre tout différent. C'est le résultat même auquel nous sommes arrivé. par une autre voie, pour la Méditerranée.

Résumé général. — Quatre grands arcs s'avancent vers le sud; nous les avons appelés arc iranien, arc de l'Hindou-Kouch, arc himalayen et arc malais. Ils viennent se rencontrer en vue du plateau

1. Verbeek et R. Fennema, *Nouveaux faits géologiques observés à Java* (Arch. Néerl., XVI, 1881, p. 48-64). [Voir aussi R. D. M. Verbeek et R. Fennema, *Description géologique de Java et Madoura*, 2 vol. in-8°, avec atlas de 50 pl. in-fol., Amsterdam, 1896.]

[2. Sur les lambeaux mésozoïques récemment découverts dans cette partie de l'Archipel, voir A. Rothpletz, *Die Perm-, Trias und Jura-formation auf Timor und Rotti* (Palaeontographica, XXXIX, 1892, p. 57-106, pl. IX-XIV).]

3. K. Martin, *Die wichtigsten Daten unserer geologischen Kenntnisse vom Niederländisch Ost-Indischen Archipel* (Bijdr. tot de Taal-, Land-, en Volkenk. van Ned. Ind., uit. t. Geleg. van het VI. Intern. Congress d. Oriental. te Leiden, s'Gravenhage. 1883, p. 27).

4. « Gradually and irregularly broken up » (A. R. Wallace, *On the Physical Geography of the Malay Archipelago*, Journ. R. Geogr. Soc., XXXIII, 1863, p. 233). Les Philippines auraient été détachées les premières, beaucoup plus tard Java, plus tard encore Sumatra et Bornéo, enfin les îles au sud de Singapour jusqu'à Bangka et Biliton (Wallace, *Island Life*, in-8°, 1880, p. 362).

de l'Inde, qui se comporte vis-à-vis d'eux comme un massif étranger, et qui les sépare. La poussée vers le sud se manifeste avec le plus d'énergie dans les deux arcs du centre, par le chevauchement de toute la série des terrains, qui se trouve ainsi renversée sur de grandes longueurs. Dans la partie méridienne de l'arc iranien, le long de l'Indus, de même que dans l'Arrakan pour la partie méridienne de l'arc malais, il paraît ne s'être formé que de longs plis disposés en voûtes régulières, sans renversement; mais, dans la vallée du Brahmapoutra, en face de la bordure de l'Himalaya, refoulée vers le S. E., un déversement du rebord malais se produit en sens inverse, c'est-à-dire vers le N.W.

Or, quelque analogues que soient la disposition et l'allure de ces quatre grands arcs, les espaces qu'ils délimitent, et qui forment comme leur arrière-pays, ne sont pourtant pas absolument comparables.

Aussi loin que l'on connaît l'Iran, on y trouve la même succession de couches que dans la bordure extérieure. Dans l'ouest règne un parallélisme complet entre le prolongement nord-occidental de l'Elbourz et les chaînes du Zagros, et nous verrons bientôt que sur le bord sud-est de la mer Caspienne deux arcs intérieurs, de faible courbure, se rencontrent. L'arc iranien n'est donc que la portion externe d'une surface très étendue, traversée par des plis disposés suivant un plan uniforme, et qui est homologue à la bordure elle-même.

Les chaînes de l'Hindou-Kouch, depuis la chaîne du Sel et les plissements ou les flexures tertiaires du sud jusqu'au Pamir et jusqu'au Tien-Chan, en passant par le Hazara et aussi, pour autant qu'on les connaisse, par les hautes montagnes intermédiaires, se révèlent également comme faisant partie d'un même grand système de plissements, qui, né fort loin dans le nord, atteint les plaines basses de l'Indus —, on sait, d'ailleurs, dans quel état de compression extrême, dont témoignent les fréquents changements de direction de la chaîne du Sel.

L'Himalaya, lui aussi, appartient à une région très large où la poussée s'est fait sentir d'une manière uniforme, et le renversement de sa bordure extérieure se répète, au moins dans l'ouest, jusque très avant vers le nord, sur la bordure méridionale du Moustagh, au nord du Karakoroum, et même, suivant toute apparence, jusqu'au point où la partie nord-ouest de la zone calcaire du Karakoroum pénètre dans le Pamir. Nous rattachons aussi à cette même région de plissements le Kouen-Lun occidental; mais à l'en-

droit où cette chaîne dévie au N.W., on observe le long de son pied nord des transgressions crétacées[1]; ce fait nous porte à conjecturer qu'il y a là, sous la dépression du Tarim, un massif étranger, où la série des couches est différente, et qui détermine l'inflexion de cette chaîne puissante et son éloignement du Tien-Chan.

Il est vrai qu'en allant plus à l'est cette séparation n'existe plus. Prjévalsky a montré comment, au nord du Kouen-Lun, les énormes chaînes de l'*Astyn-Tag* et du *Nan-Chan* viennent s'intercaler, et la description que ce hardi voyageur a donnée du pays qui s'étend entre le méridien du Lob Nor et celui du Koukou Nor, et depuis le 32° de lat. N. jusqu'au 46°, nous révèle sur une étendue de 10 degrés en longitude et de 18 en latitude un développement uniforme de chaînes sensiblement parallèles[2]. On voit même des chaînons secondaires s'aligner suivant une orientation identique au milieu du désert de Gobi. Cette vaste région comprend une partie des montagnes mongoles, le Tien-Chan oriental, le désert de Gobi au sud de Khami, l'Astyn-Tag et le Nan-Chan avec la chaîne Humboldt, la chaîne au sud du Koukou Nor, le Kouen-Lun et les rameaux qui lui servent de cortège, ainsi que les montagnes situées au sud, le Tan-La et le Ssamtyn-Kansyr, dans l'Himalaya tibétain. Toutes ces chaînes sont orientées E. S. E., avec des déviations secondaires vers l'E. ou l'E.S.E., d'où naissent parfois des croisements et une disposition particulière en réseau à mailles plus ou moins allongées, qui laisse néanmoins la direction générale de l'E. S. E. conserver toute son importance. Seule la *chaîne Ritter*, au sud du Nan-Chan, apparaît comme un court tronçon perpendiculaire, orienté vers le N. E.[3].

[1. Ou plutôt éocènes (voir ci-dessus, note 2 de la page 576).]

[2. Les récentes explorations de C. Bogdanovitch ont montré toutefois que les nombreux chaînons de l'Astyn Tag, qui rattachent le Nan-Chan au Kouen-Lun occidental, entre le méridien du Tsaïdam et celui de Khotan, c'est-à-dire sur près de 15 degrés en longitude, sont orientés W.S.W. (*Observations géologiques dans le Turkestan oriental, Travaux de l'expédition au Tibet dirigée par* M. B. Pievtsov *en* 1889-1890, II, in-4°, Saint-Pétersbourg, 1892 [en russe]; voir surtout la carte schématique et le croquis dans le texte, p. 83); *Einige Bemerkungen über das System des Kwenlun* (Mittheil. k. k. Geogr. Gesellsch. Wien, XXXVIII, 1895, p. 497-526, carte). Pour la région du Nan-Chan, où la direction E. S. E. est au contraire très marquée, voir W. Obroutchew, Petermanns Mitteil., XL, 1894, p. 285-290, surtout la carte schématique de la p. 288; du même, *Esquisse de l'orographie du Nan-Chan* (en russe, Compte rendu Soc. Imp. Russe de Géogr., 1894, p. 42-112 et 709-734, carte); *Geographische Skizze von Centralasien und seiner südlichen Umrandung* (Hettner, Geogr. Zeitschrift, I, 1895, p. 257-285, carte). Pour une représentation d'ensemble du tracé des grandes chaînes asiatiques, voir K. Futterer, *Die allgemeinen geologischen Ergebnisse der neueren Forschungen in Central-Asien und China* (Petermanns Mitteil., Ergänzungs-Heft 119, 1896, pl. 1).]

3. N. M. Prjévalsky, *Troisième voyage dans l'Asie Centrale, du lac Zaïsan au Tibet*

D'autre part, les explorations des Pundits, notamment celles de l'intrépide Naïn Sing — qui a rapporté des fossiles crétacés du Namcho, lac situé à 120 kilomètres au nord de Lhassa — prouvent que c'est le même système de plis qui, se recourbant en forme d'arc, atteint la bordure externe de l'Himalaya, où il forme, suivant le méridien du Lob Nor, le déversement déjà signalé dans le Bhoutan[1].

C'est bien là le plus grand développement en largeur d'une région plissée homogène qui existe sur le globe; cette largeur, si on la mesure perpendiculairement aux plis, va depuis le Bhoutan jusqu'à la Mongolie, c'est-à-dire qu'elle correspond à plus de 22 degrés de latitude, soit la seizième partie environ de la circonférence terrestre. —

Les chaînes birmanes pénètrent très avant dans le N.N.W.; la manière dont elles se comportent à la rencontre des grandes chaînes orientées dans le sens des parallèles ne nous est pas connue, mais nous espérons être éclairés sur ce point par Széchenyi et Lóczy[2], qui ont traversé leur portion septentrionale. Ce voyage mémorable a conduit les explorateurs dans la vaste région plissée dont nous venons de parler, sur le versant nord du Nan Chan et au Koukou Nor, et le rapport préliminaire de Kreitner donne un appui nouveau à l'hypothèse suivant laquelle une bonne partie des chaînes orientées à l'E.S.E. que Prjévalsky a vues, et notamment celles qui sont comprises entre l'Himalaya et le Kouen-Lun, après avoir passé de l'E.S.E. au S.E. et au S.S.E., s'incurveraient enfin vers le S., entre Ta-li-fou et Bhamo[3]. Dans ce cas, l'Himalaya ne

et aux sources du Fleuve Jaune (en russe), in-4°, Pétersbourg, 1883. La carte a été reproduite en réduction dans Petermanns Mitteil., XXIX, 1883, pl. IX. Voir aussi Prjévalsky, *Le Tibet septentrional* (Ibid., p. 14-23). [Ce point a été rectifié par Obroutchev : la chaîne Ritter, dans son ensemble, est orientée vers l'E. S. E., comme tous les reliefs voisins.]

1. Ott. Feistmantel, *On the occurrence of the Cretaceous Genus Omphalia near Namcho Lake, about 75 miles N. of Lhassa* (Rec. Geol. Surv. Ind., X, 1877, p. 21-25).

[2. Voir *Die Wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien* 1877-1880, I : *Die Beobachtungen während der Reise*, in-4° et atlas in-fol., surtout la 3e partie, *Beschreibung der geologischen Beobachtungen und deren Resultate*, von L. v. Lóczy) : toutes les chaînes traversées par l'expédition, entre Ta-tsien-lou et Bhamo, s'orientent W.N.W.-E.S.E.; elles sont constituées par une série paléozoïque très variée, que Lóczy compare comme faciès au Flysch, avec schistes cristallins et roches éruptives. Les terrains secondaires ne sont représentés avec certitude que par quelques lambeaux de grès et de schistes à *Myophoria*, observés à Tchoung-Tien dans la vallée du Kincha-Kiang (Lóczy, p. 736 et suiv., et 793); il est intéressant de retrouver, dans cette partie des chaînes indo-chinoises, un Trias à faciès nettement germanique. Au Tonkin, au contraire, H. Douvillé et C. Diener ont fait connaître la découverte d'Ammonites (*Norites*, *Juvavites*) indiquant la présence du Trias pélagique; c'est donc par là que la grande « Méditerranée Centrale » mésozoïque de Neumayr devait communiquer avec l'Océan Pacifique (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXIV, 1896, p. 454 et 882-886).]

[3. Voir les cartes schématiques dans Lóczy, ouvr. cité, fig. 111, p. 621 et pl. X, p. 800; texte, p. 801-820.]

viendrait pas se raccorder à l'arc malais suivant une ligne de rebroussement transversal (*Schaarung*), mais l'arc malais serait la continuation directe des chaînes de l'intérieur du Tibet[1].

On sait qu'il existe au nord un grand nombre de chaînes parallèles, formant un faisceau compact, tandis qu'une partie d'entre elles viennent disparaître plus au sud sous la plaine de l'Iraouaddi et la mer de Pégou. Or, à l'intérieur de l'arc malais se montrent des couches mésozoïques avec plantes fossiles, qui correspondent à une partie de la série de Gondwana de la presqu'île hindoue[2]. Beaucoup de circonstances nous conduisent à voir dans la Cochinchine et le Tonkin un plateau très ancien[3]. C'est par là que l'arc malais se distingue essentiellement des arcs occidentaux. Une nouvelle difficulté se présente donc en cherchant à suivre l'enchaînement des montagnes. A cet obstacle viennent s'ajouter l'effondrement de grandes chaînes sous la mer et les lacunes des explorations. L'Australie est un plateau, entouré à distance par un arc montagneux dont il ne reste plus que des ruines en Nouvelle-Zélande et dans la Nouvelle-Calédonie. Ces fragments affectent des caractères particuliers, et la direction de l'arc est différente de celle des arcs considérés jusqu'ici. Dans la Chine orientale, Richthofen nous a fait connaître des plateaux très étendus; par contre, la disposition des îles placées en avant du rivage indique que de

1. G. Kreitner, *Im fernen Osten*; *Reisen des Grafen B. Széchenyi in Indien, Japan, China, Tibet u. Burma,* in-8°, Wien, 1881, pl. III.

2. Ratte, *Note sur l'Indo-Chine* (Bull. Soc. Géol., de Fr., 3e sér., IV, 1876, p. 509-521); Petiton, *Carte géologique de la Cochinchine* (Ibid., XI, 1883, pl. VIII); E. Fuchs, *Sur le bassin houiller du Tong-King* (C. R. Acad. Sc., XCV, 1882, p. 107-109); Zeiller, *Sur la flo fossile des charbons du Tong-King* (Ibid., XCV, 1882, p. 194-196); Zeiller, *Flore du Tonking* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XI, 1883, p. 436 et suiv.), etc. [Voir aussi E. Fuchs et E. Saladin, *Mémoire sur l'exploration des gîtes de combustibles et de quelques-uns des gîtes métallifères de l'Indo-Chine* (Ann. des Mines, 8e sér., II, 1882, p. 185-298, pl. VI-IX); R. Zeiller, *Examen de la flore fossile des couches de charbon du Tong-King* (Ibid., p. 299-352, pl. X-XII); E. Jourdy, *Note sur la géologie de l'Est du Tonkin* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XIV, 1885, p. 14-20, pl. I, II); *Note complémentaire sur la géologie de l'Est du Tonkin* (Ibid., XIV, 1886, p. 445-453); R. Zeiller, *Note sur les empreintes végétales recueillies par* M. Jourdy *au Tonkin* (Ibid., p. 454-463, pl. XXIV, XXV); *Note sur les empreintes végétales recueillies par* M. Sarran *dans les couches de combustible du Tonkin* (Ibid., p. 575-581); E. Sarran, *Étude sur le bassin houiller du Tonkin*, in-8°, 11 pl., Paris, 1888; Lóczy, Ouvr. cité, p. 750-760. — L'examen des plantes fossiles rapportées du bassin de Yen-Bai, par M. Saladin, a permis à M. Zeiller de montrer que les dépôts charbonneux correspondants sont beaucoup plus récents, c'est-à-dire crétacés ou tertiaires, comme ceux de Sakhalin (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXV, 1893, p. cxxxv). Tout dernièrement, M. Counillon a signalé sur le Mékong des argiles violettes renfermant des restes de Dicynodontes, qui rappellent les couches de Karoo, en Afrique Australe, ou l'étage de Panchet, dans l'Inde (*Documents pour servir à l'étude géol. des environs de Luang-Prabang* (C. R. Acad. Sc., CXXIII, 1896, 2e sem., p. 1330-1332).]

[3. Loczy, ouvr. cité, p. 810-811.]

nouvelles chaînes viennent se succéder de ce côté, depuis Formose et les Liou-Kiou jusqu'à Kiou-Siou, de là à Nippon et à Yéso, puis au Kamtchatka par les Kouriles, et enfin par les Aléoutiennes et l'Alaska jusqu'à la péninsule de Kénaï, où s'opère la jonction avec l'extrémité nord-ouest des chaînes américaines.

Comme dans la presqu'île hindoue, une série d'arcs en faisceaux convergents viennent s'avancer vers l'Océan Pacifique septentrional, à partir du nord-ouest, du nord et du nord-est. *Il existe une homologie tectonique tout à fait extraordinaire entre le plateau de l'Inde et la partie septentrionale de l'Océan Pacifique.*

Mais plusieurs raisons me déterminent à ne parler de l'Asie orientale que dans un chapitre ultérieur. L'étude en sera singulièrement facilitée, si nous commençons par décrire le plateau entouré de chaînes qui est le mieux connu, le plateau du Colorado, dans l'Amérique du Nord, et quand nous aurons indiqué les particularités de la succession des couches dans d'autres régions tabulaires. Nous pourrons alors également, dans une vue d'ensemble, considérer la bordure du Grand Océan dans son contraste si remarquable avec celle de l'Atlantique.

CHAPITRE VIII[1]

RAPPORTS DES ALPES ET DES CHAINES ASIATIQUES[2]

Objet de ce chapitre. — Le Tien-Chan (par J. Mouchketov). — Les rameaux occidentaux du Tien-Chan : Noura-Taou, Cheikh Djeli; Manghychlak; bassin houiller du Donetz. — Le Paropamise, le Khorassan, le Kopet Dagh, les deux Balkhans; le Caucase et la Crimée. — Les monts de Matchin. — Les Carpathes et les Balkans. — L'Elbourz, les faisceaux de l'Iran et du Taurus. — La chaîne Dinarique. — Analyse de la disposition tournante des Alpes. — L'Oural, le Pac-Khoï et les monts Timan. — Résumé général.

J'aborde maintenant la partie la plus difficile de ces comparaisons d'ensemble, portant sur la direction des grandes chaînes. Deux régions étendues ont été traitées jusqu'ici : le système des Alpes, à l'ouest, et les arcs montagneux de l'Asie, à l'est; elles doivent également leur configuration, l'une et l'autre, à des mouvements tangentiels, mais la disposition des lignes directrices y est, en apparence au moins, tout à fait différente. Une question se pose donc : comment ces deux systèmes se raccordent-ils?

Nous aurons d'abord à considérer de près la principale des chaînes de l'Asie centrale orientées dans le sens des parallèles, le Tien-Chan, et à suivre ses rameaux occidentaux vers l'Europe. Puis

[1. Traduit par L. Raveneau.]

2. Pour l'orthographe des noms de lieux, voir Bull. Acad. St.-Pétersbourg, 1861, p. 158-175. — La figure 89 exprime par des lignes schématiques grossières quelques-unes des directions les plus importantes des chaînes de l'Asie et de l'Europe. Elle est destinée à montrer de quelle façon le dessin le plus ancien de la Méditerranée (I, 1), puis la mer Sarmatique et les derniers effondrements se comportent vis-à-vis de ces lignes. On remarque l'importance des contours de la Caspienne, qui se trouve divisée en trois sections, ainsi que la situation de la mer Sarmatique, reléguée en dehors de l'effondrement de l'Archipel. On n'a pas dessiné l'Oural, afin de permettre d'embrasser nettement les branches du Tien-Chan, dont le tracé est déjà très déformé par la projection. Quant au faisceau iranien et taurique, beaucoup trop masqué par des formations volcaniques, on n'en a indiqué que quelques chaînons.

nous devrons nous demander si, du côté de l'ouest, l'extrémité des Carpathes en Transylvanie marque réellement la fin des lignes qui prennent part à la disposition tournante des Alpes. Nous nous tournerons ensuite vers le sud, pour examiner si l'arc iranien est bien effectivement le plus occidental des arcs en guirlandes qui caractérisent l'Asie, ou si au contraire l'on ne retrouverait pas une dernière répétition de ce trait en Europe. Cette analyse montrera, je l'espère, en quoi consiste le caractère fondamental de la disposition des Alpes. Enfin il y aura lieu de parler encore de l'Oural, du Pae-Khoï et des monts Timan.

La route est longue, mais il ne saurait y en avoir de plus courte; c'est seulement ainsi que nous pourrons donner une idée du mode de rattachement si particulier qui est propre aux grandes chaînes de montagnes de notre continent et faire comprendre le rôle que jouent les chaînes intermédiaires, comme le Caucase, le Taurus, le Balkan et le Pinde.

En présence d'un sujet aussi vaste, l'exposé des faits devra serrer de près les résultats obtenus, et je ne pourrai d'ailleurs produire que les plus importants d'entre eux.

Le Tien-Chan nous servira de point de départ. Je suis heureux de céder la place au savant le mieux informé en la matière et d'insérer ici une description des principaux traits de la structure de cette grande chaîne, que M. le professeur J. Mouchketov, le géologue qui la connaît le mieux, a eu la bonté de me communiquer.

Le Tien-Chan (par J. Mouchketov)[1]. — « Sous le nom de Tien-Chan il faut comprendre tout un système de chaînons dont la

1. Cette description, que je reproduis ici intégralement, m'a été gracieusement communiquée par M. Mouchketov, dès l'année 1881, peu de temps après son retour. De plus, j'ai eu le plaisir de recevoir sur ce grand massif d'autres communications très détaillées que l'on retrouvera dans l'ouvrage sur le Turkestan que M. M. est en train d'imprimer. Elles m'ont grandement instruit et je les ai utilisées dans la rédaction de quelques-uns des passages qui suivront. [Le t. I de l'ouvrage en question [en russe] a paru à Saint-Pétersbourg, en 1886, sous le titre de : *Turkestan. Description géologique et orographique basée sur les données recueillies de* 1874 *à* 1880, et comprend deux parties : 1° Aperçu historique des explorations faites en Turkestan depuis l'antiquité jusqu'en 1884 (p. 1-311); 2° Description de la dépression touranienne ou bassin de l'Aral (p. 315-718), 1 vol. gr. in-8° avec 2 tables, 3 pl. et carte géol. d'ensemble du Turkestan à 1 : 4.200.000. Cette carte a été reproduite, avec un résumé de l'ouvrage, par F. Toula : *Geologische Skizze von Turan nach* J. W. Muschketow (Deutsche Rundschau f. Geogr. u. Statistik, IX, 1887, 9. Heft), et par L. de Lóczy : *Ueber die geologischen Verhältnisse des Turaner oder Aralo-kapischen Beckens* (Földtani Közlöny, XVI, 1887, p. 257-275, pl. II). Voir aussi la *Carte géologique du Turkestan russe dressée en* 1881 *par les ingénieurs des Mines* G. Romanowsky *et* I. Mouchketow, *d'après leurs propres observations faites de* 1874 *à* 1880, 6 feuilles, 1 :1.260.000, St.-Pétersbourg, 1886.]

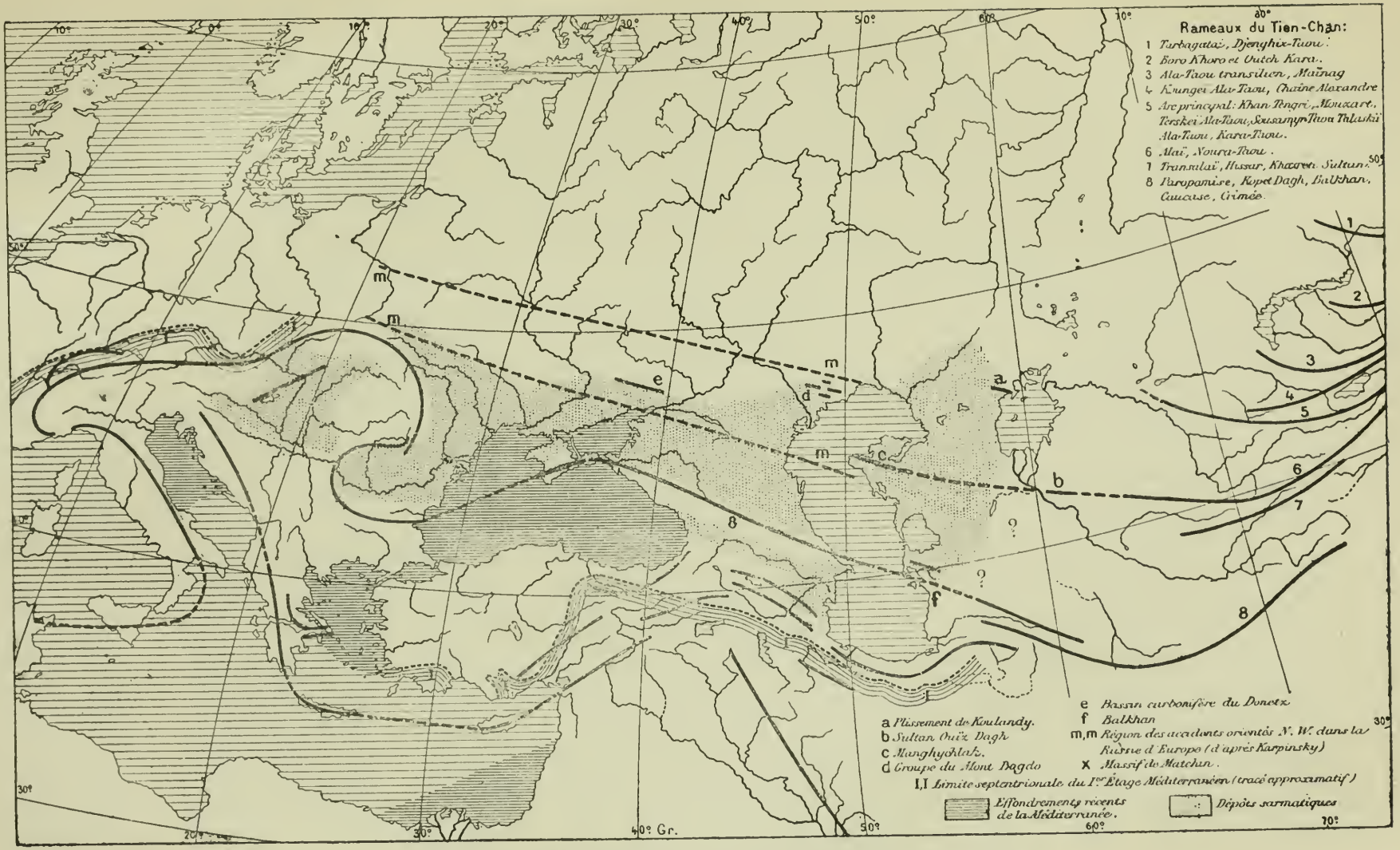


Fig. 89. — Raccordement des chaines de l'Asie et de l'Europe.

direction générale est, en moyenne, W.S.W.-E.N.E. Ce système commence dans le désert de Gobi, près de Barkoul, où il est représenté par un chaînon relativement bas et étroit, mais tranchant nettement sur la plaine désolée qui l'entoure[1]. Sa hauteur et sa largeur augmentent de plus en plus vers l'ouest, tandis qu'il se divise en plusieurs branches à peu près parallèles; en même temps s'en détachent, généralement vers le N.W., des rameaux que l'on peut assez souvent considérer comme des chaînons indépendants.

C'est ainsi que vers les sources du Kounges, presque en face du Youldouz, un rameau se détache, l'Eiren Khabirgan ou Boro Krou Taui, uni à l'Ala-Taou Dzoungare, occupe toute la moitié septentrionale du territoire de Kouldja et par le Barlik-Taou se relie au Tarbagatai nord-occidental.

La chaîne se bifurque également à l'ouest du Khan Tengri (22 500 pieds [6 850 m. environ], pour présenter un développement encore plus grand dans le sens de la largeur ; le maximum est atteint sur le méridien de Kachgar, où la largeur totale du Tien-Chan n'est pas inférieure à 300 kilomètres. Au droit de cette ville, on ne distingue pas moins de quatre chaînes à peu près parallèles, sans compter d'autres chaînons moins importants : 1° l'Ala-Taou transilien (Zaïliiskii) ; 2° le Koungéi Ala-Taou ; 3° le Terskéi Ala-Taou ; et 4° le Kokchal.

La première s'unit près de la célèbre gorge de Bouame avec les monts d'entre Tchou et Ili ou Souok-Tubé, qui se dirigent vers le N.W. comme le Boro Khoro et finissent à la pointe méridionale du lac Balkhach.

La deuxième, le Koungéi Ala-Taou, porte plus loin vers l'ouest le nom de chaîne Alexandre, et près de la ville d'Aoulié-ata se rattache de la même façon au Kara-Taou qui, orienté N.W., court parallèlement aux monts d'entre Tchou et Ili.

Les deux dernières chaînes, le Terskéi Ala-Taou et le Kokchal, commencent au Khan Tengri et vont en s'écartant vers l'ouest comme les branches d'une fourche. L'espace intermédiaire est occupé par des chaînes de second ordre qui, par endroits, atteignent une hauteur extraordinaire, comme par exemple l'Ak Chiiriak, couvert de nombreux glaciers, ou comme les monts du Son Koul, Bau-

[1. D'après Obroutchev, ce chaînon se prolonge beaucoup plus à l'est, jusque dans le centre de la Mongolie; sa base méridionale (Toksoun, Liouktchoun, Khami) est jalonnée par une fosse étroite, actuellement reconnue sur près de 500 kilom. de longueur, et dont le fond s'abaisse jusqu'à 60-70 m. *au-dessous* du niveau de la mer (*Geogr. Skizze von Zentral-Asien u. seiner südl. Umrandung*, Geogr. Zeitschrift, I, 1895, p. 274-276). La découverte de cette dépression si remarquable, située au centre même du continent asiatique, est due aux voyageurs russes Pievtsov et Groum-Grjimaïlo.]

ral Bach, At Bach, etc Parmi les vallées qui séparent ces chaînons, celle du Naryn, la tête du Syr Daria, se distingue par son étendue.

Le Terskéi Ala-Taou se continue par le Sousamyr Taou et se termine à l'ouest par toute une série de chaînes parallèles : Talaskii Ala-Taou, Tchotkal et monts de Namangan. Le Kokchal se prolonge sous le nom de Kourpé Taou et de Souek Taou jusqu'à la chaîne de l'Alaï, qui sert de trait d'union entre le système du Tien-Chan et le Pamir.

Sur le méridien de Souek, entre l'Alaï et les monts de Namangan ou le Tchotkal, cités plus haut, les monts du Ferghana courent vers le N.W. pour limiter à l'est la région du Ferghana, dont les deux autres chaînons forment les limites septentrionale et méridionale. Vers l'ouest, ils dévient également au N.W., comme la petite chaîne du Kazi Iourt et la longue rangée du Noura-Taou, chaînon détaché des monts du Turkestan, lesquels de leur côté peuvent être considérés comme le prolongement de l'Alaï.

Parallèlement à l'Alaï se déroulent le Transalaï (Zaalaïskii Khrebet) et, plus à l'ouest, les monts de Hissar et les monts Pierre le Grand. De toutes ces chaînes se détachent, pour diverger dans la plaine de Bokharie, de nombreux rameaux, peu étendus et d'une faible altitude. Les contreforts occidentaux du système du Tien-Chan vont ainsi se perdre peu à peu dans la dépression du Touran.

Ces chaînes multiples se laissent toutes réunir en trois groupes : 1° chaînes orientées E.N.E. : de beaucoup les plus nombreuses, elles déterminent la direction de l'ensemble du système du Tien-Chan; 2° chaînes orientées N.W. : elles forment les rameaux qui se détachent des chaînes principales vers l'ouest; et 3° chaînes orientées E.-W., en petit nombre et toujours d'importance secondaire. Quand les chaînes du premier groupe viennent rencontrer celles du second, on les voit, en règle générale, s'infléchir et tourner leur convexité vers le sud; en même temps, les pentes sont beaucoup plus roides du côté du nord que du côté du sud; les roches massives sont beaucoup plus développées sur le versant septentrional que sur le versant méridional, qui de son côté présente un système de plis plus régulier. Ces caractères, d'ailleurs, se retrouvent dans tous les chaînons du Tien-Chan et sur leur étendue entière, mais c'est surtout aux points en question qu'ils apparaissent avec le plus de netteté.

Les chaînons sont principalement constitués par des terrains paléozoïques, y compris le calcaire carbonifère, et aussi par des terrains métamorphiques et des roches massives. Les formations

plus récentes apparaissent en lambeaux isolés et peu étendus dans les vallées et reposent toujours en discordance sur les terrains paléozoïques. On a signalé le Trias, le Jurassique (avec dépôts de charbon), le Crétacé, et le Tertiaire, qui est représenté par des calcaires tendres, des grès et des conglomérats siliceux[1].

Tous ces dépôts, en dehors des vallées de l'intérieur des montagnes, où ils atteignent comme l'Éocène du Ladak, dans l'Himalaya, des hauteurs considérables (on les a observés à 10 000 et 11 000 pieds [3 000-3 350 m.] dans l'Alaï[2]), affleurent surtout au pied des montagnes, sur le bord de la plaine; on peut les y étudier le long des cours d'eau, où ils présentent un grand développement, comme par exemple dans le Ferghana, dans le Kouldja, etc., de même que dans la Bokharie sud-occidentale et la région de Hissar, où ils forment à eux seuls des chaînons entiers. Ces couches s'étendent sur toute la dépression voisine, à l'ouest jusqu'à l'Aral et à la Caspienne, à l'est jusqu'au Lob Nor; elles entourent le Tien-Chan d'une ceinture continue. Ce n'est que près de Barkoul, vers l'extrémité orientale du système, qu'on ne les a pas encore signalées, ce point d'ailleurs n'ayant encore été visité par aucun géologue.

Ces terrains sédimentaires ont une très grande importance pour l'Asie centrale, en premier lieu parce que les grès tertiaires fournissent, en se désagrégeant, les matériaux des sables mouvants que les vents répandent sur de vastes espaces et qui donnent aux déserts leur caractère particulier; en second lieu, parce que les incendies spontanés des puissantes couches de houille jurassique ont induit Humboldt à admettre qu'il existait dans le Tien-Chan des volcans actifs, erreur qui malheureusement s'est perpétuée jusqu'à ce jour. Dans toutes les localités où ce grand naturaliste marquait, d'après les sources chinoises, des volcans ou des solfatares, on a constaté la combustion de charbons jurassiques : tel est le cas[3] à Kouldja, à Ouroumtchi, Tourfan, Koutchi, etc., c'est-à-dire aussi bien au nord qu'au sud du Tien-Chan.

[1. Voir G. Romanowski, *Materialien zur Geologie von Turkestan*. I. *Geologische und paläontologische Uebersicht des nordwestlichen Thian-Schan und des südöstlichen Theiles der Niederung von Turan*, in-4°, St.-Petersburg, 1880 (les livraisons 2 et 3 de cet ouvrage ont été publiées en russe seulement, 1884 et 1890).]

[2. Dans la chaîne de l'Eiren Khabirgan, A. Regel a également recueilli, dans des schistes noirs superposés au gneiss, « des bélemnites et des bivalves » à 11 000 pieds (3 350 m.) d'altitude (Petermanns Mitteil., XXVII, 1881, p. 383).]

[3. Il n'en est pas de même au Tibet, où les récentes explorations de G. Bonvalot et du Prince Henri d'Orléans, de R. Littledale, Dutreuil de Rhins et F. Grenard ont mis hors de doute l'existence, dans le Nord de cette région (entre 87° et 90° de long. E. (Gr.) et 33°50′ et 36° de lat. N.), de véritables volcans, qui paraissent même nombreux.]

Quant aux roches massives, elles sont très variées dans le Tien-Chan et apparaissent au milieu des terrains métamorphiques et des terrains paléozoïques, mais leur extension et leur développement varient suivant les chaînons. On voit, par exemple, les granites, granitites, syénites, granites porphyroïdes, orthophyres, porphyres pétrosiliceux, gabbros, etc., prédominer dans les grandes chaînes orientées N.E.; les diabases, mélaphyres, dolérites, teschénites, porphyrites, etc., dans les chaînes dirigées N.W.; les diorites, gneiss, etc., dans les chaînes orientées E.-W. Les roches cristallines règnent presque partout sur les versants concaves et raides tournés vers le nord. C'est ainsi que, sur le flanc nord des monts Transiliens (Zailiiskii), apparaissent des porphyres pétrosiliceux, des orthophyres, des porphyres à sphérolithes et des porphyres quartzifères : de même dans les monts d'entre Tchou et Ili ; des syénites et des diorites se montrent sur le flanc nord du Terskéi Ala-Taou, des mélaphyres et des diabases sur le flanc nord de l'Aïguyr Taou, des mélaphyres sur les pentes nord-orientales du Kara-Taou, des porphyres augitiques sur le flanc nord-ouest du Talass Ala-Taou et sur les pentes septentrionales des monts du Son Koul, des diabases sur le versant nord-oriental du Kara Teke, des porphyres augitiques et des andésites sur le flanc nord du même chaînon et près de Souek; plus au sud, près de la rivière Toioun, apparaissent des basaltes.

Une remarque s'impose au sujet de ces derniers pointements éruptifs : bien que les roches qui apparaissent au sud du Tchatyr Koul soient incontestablement d'origine volcanique, cette circonstance ne saurait rien changer à ce que j'ai dit plus haut au sujet de l'opinion de Humboldt, puisqu'elles n'appartiennent pas à l'époque actuelle, mais à des volcans plus anciens, remontant à l'époque tertiaire. Il en est de même pour les dolérites de l'Eiren Khabirgan et du Karakazyk dans l'Alaï, ainsi que pour les teschénites du Kazi Iourt, etc.

La présence de roches volcaniques au sud du Tien-Chan semble contredire les considérations générales que je viens d'exposer sur la répartition des roches massives; mais ce n'est là qu'une apparence : ces roches, en effet, se montrent sur le versant nord du Kokchal ou Souek Taou et de son prolongement occidental; les conditions sont les mêmes, par conséquent, que pour les autres roches éruptives du reste du Tien-Chan. Pareillement, on voit apparaître des teschénites sur le flanc nord du Kazi Iourt, des gabbros, des mélaphyres et des granites sur le flanc nord de l'Alaï, etc., c'est-à-dire que les mêmes circonstances se reprodui-

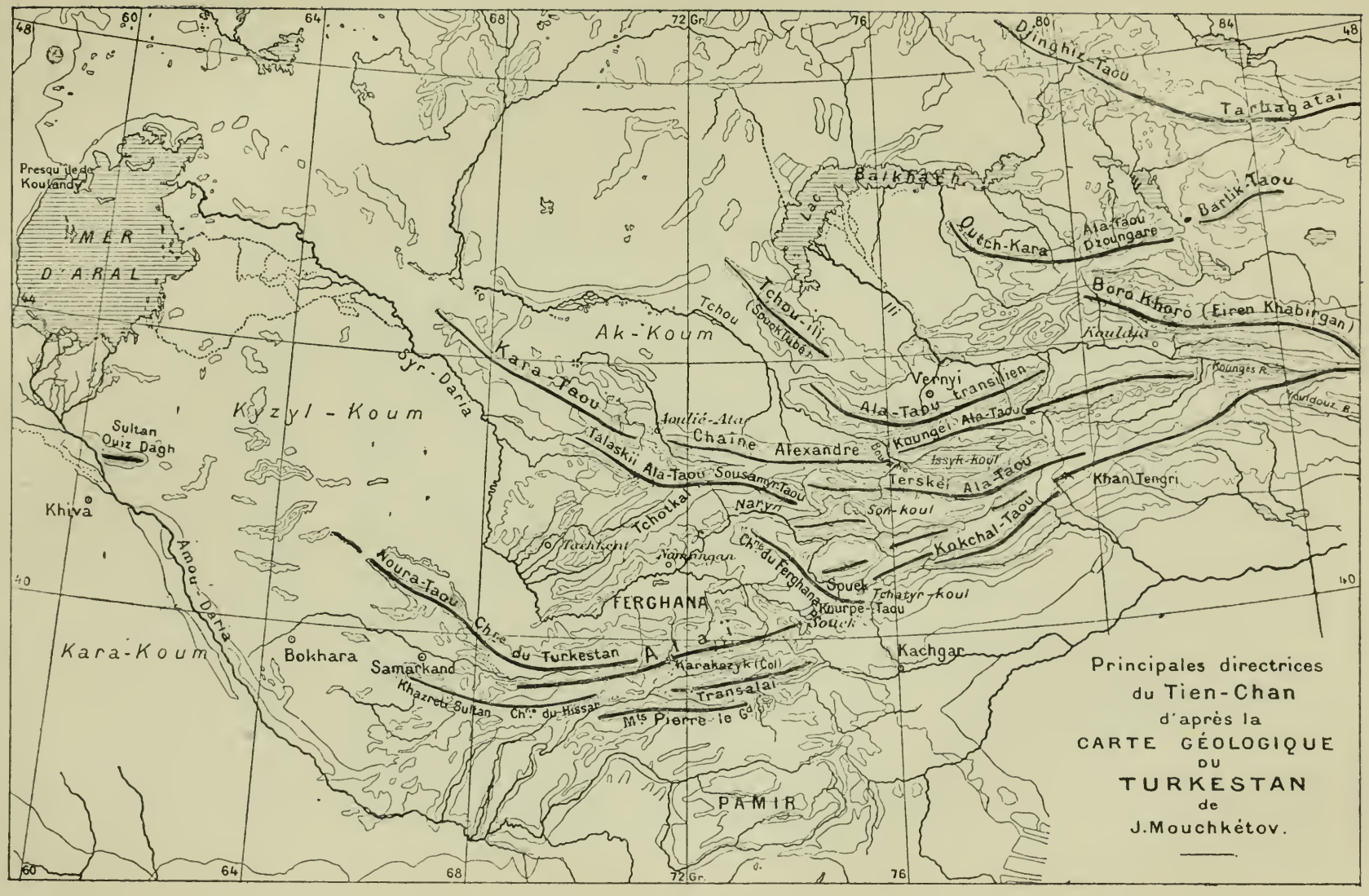

Principales directrices
du Tien-Chan
d'après la
CARTE GÉOLOGIQUE
DU
TURKESTAN
de
J. Mouchkétov.
MER D'ARAL
Presqu'île de Koulandy
Kyzyl-Koum
Kara-Koum
Ak-Koum
Sultan Ouiz Dagh
Khiva
Amou-Daria
Syr-Daria
Bokhara
Samarkand
Khazret Sultan
Ch.ne du Hissar
Mts Pierre-le Gd
Noura-Taou
Chne du Turkestan
Kara-Taou
Talaskii Ala-Taou
Sousamyr-Taou
Aoulié-Ata
Chaîne Alexandre
Tchotkal
Naryn
Tachkent
Namangan
FERGHANA
Ch.ne du Ferghana
Souek
Kourpe-Taou
Karakazyk (Col)
Transalai
Kachgar
PAMIR
Tchou
Tchou-Ili
(Souok Tubek)
Balkbach
Lac
Ili
Dutch-Kara
Ala-Taou Dzoungare
Barlik-Taou
Dzinghiz-Taou
Tarbagatai
Boro Khoro (Eiren Khabirgan)
Kouldja
Kounges R.
Vernyi
Ala-Tabu transilien
Kounger Ala-Taou
Issyk-Koul
Terskei Ala-Taou
Son-Koul
Khan Tengri
Kokchal-Taou
Tchatyr-Koul
Yardouz R.

Fig. 90.

sent dans tout le Tien-Chan, sauf un petit nombre d'exceptions dans des chaînons sans importance.

En ce qui concerne l'âge du Tien-Chan, les grandes chaînes orientées N.E. sont plus anciennes que les autres, mais l'époque où elles se sont formées ne remonte guère au delà du Trias ; les chaînons orientés N. W., plus récents, n'ont probablement pris naissance qu'après la fin de la période tertiaire, en même temps que les reliefs préexistants recevaient un accroissement notable, puisque, comme nous l'avons dit plus haut, des couches tertiaires s'observent à de très fortes altitudes. Ce n'est donc qu'après le Tertiaire que le Tien-Chan a reçu sa configuration définitive, et certains indices nous font croire qu'un soulèvement se poursuit encore actuellement; ces indices néanmoins, très indirects, ne sont pas à l'abri de toute contestation.

Il ressort de tout ce qui vient d'être exposé que les conditions dans lesquelles se trouve le Tien-Chan sont exactement l'inverse de ce que l'on observe dans les Alpes. Dans ces montagnes, les chaînons tournent leur convexité vers le nord, dans le Tien-Chan c'est vers le sud; là, les pentes méridionales sont roides, ici ce sont les pentes septentrionales; là, les roches massives prédominent sur le versant du sud, ici au contraire c'est sur le versant du nord. Mais la liaison de tous ces phénomènes, démontrée pour les Alpes, les Carpathes, etc., s'affirme pleinement aussi pour le Tien-Chan. De même encore une grande uniformité règne dans la direction des plissements et dans l'orientation des courbures. Les roches massives jouent dans la formation du Tien-Chan un rôle purement passif : les lignes qui joignent leurs points d'affleurement ne coïncident en aucune manière avec la direction des crêtes. A cet égard, nous avons pour le Tien-Chan un grand nombre d'observations analogues à celles qui ont été relevées par vous-même et par M. le professeur Heim dans les Alpes. » —

Ici se termine la description de Mouchketov. Une conclusion importante s'en dégage avant tout: le mouvement tangentiel, dirigé en général vers le sud, dans les faisceaux successifs de l'Inde, se manifeste aussi dans les longues chaînes du Tien-Chan; cette poussée vers le sud est donc pour toute l'Asie intérieure le fait dominant, le phénomène qui a déterminé la configuration même du continent.

Des rameaux du Tien-Chan orientés N.W., qui ont été énumérés plus haut, nous ne retenons pas ici le Boro Khoro avec le Tarbagataï, non plus que l'Ala-Taou et le Souok Tubé, comme ils

n'atteignent pas l'Europe. On peut se demander si le plissement isolé qui apparaît dans la presqu'île de Koulandy, au nord-ouest de l'Aral, et les montagnes de la steppe d'Astrakhan, orientées N.W., comme le Tchaptchatchi et le groupe du petit et du grand Bogdo, ne seraient pas les prolongements du Kara-Taou, qui, détaché des monts Alexandre, prend une orientation N.W.; mais ces points sont séparés par de telles distances qu'il est difficile d'en juger.

On n'en voit que plus nettement se poursuivre au nord-ouest le rameau du Tien-Chan qui vient ensuite, dans la direction du sud.

Le Noura-Taou et Manghychlak. — Le Noura-Taou, venu de l'Alaï, se dirige au nord-ouest. C'est une haute chaîne neigeuse, qui s'avance au loin vers la steppe du Kizil Koum et sépare le Syr Daria de l'Amou Daria; elle se continue par le chaînon du *Cheikh Djeli* ou Sultan Ouiz Dagh, long de 60 kilomètres, qui atteint l'Amou Daria en aval de Khiva. Ce petit massif est constitué, d'après Barbot de Marny, par des granites, des gneiss, des talcschistes et des schistes chloriteux, ainsi que par des calcschistes à épidote (pistazite) et des marbres; l'orientation est N.W. (hor. 6-7), le plongement très variable, souvent vertical, et les couches crétacées s'élèvent en discordance jusqu'au sommet du chaînon [1].

L'érosion a respecté, au milieu du delta de l'Amou Daria, quelques lambeaux du terrain crétacé, qui sont en même temps comme des avant-postes de l'Oust-Ourt. Mais à l'ouest de ce grand plateau se montre la continuation de l'alignement N. W. dont il vient d'être question. Elle forme la péninsule de *Manghychlak*. C'est un anticlinal régulier, orienté N.W., dont le Kara-Taou, formé de quartzites et de schistes argileux sans fossiles, constitue le noyau central; dans les vallées au nord et au sud apparaissent le terrain jurassique et l'horizon cénomanien des phosphorites; les deux Ak-Taou (les « montagnes Blanches »), au nord et au sud, appartiennent au Crétacé supérieur. Barbot a trouvé sur le sommet du Kara-Taou un lambeau horizontal de couches sarmatiques [2]. Ce pli serait donc plus récent que le Cheikh Djeli.

1. N. Barbot de Marny, lettre dans le Neues Jahrb. f. Min., 1875, p. 858-861; les calcschistes épidotifères du Cheikh Djeli sont décrits par Inostrantsev dans les Verhandl. russ. Min. Gesellschaft, 2. Ser., IX, 1874, p. 88-92.

2. Barbot, art. cité, p. 859. Voir aussi. G. von Helmersen, *Notiz über die Berge Aktau und Kara-tau auf der Halbinsel Mangyschlak* (Bull. Acad. Sc. St. Pétersbourg, XIV, 1870, p, 529-535); Ed. von Eichwald, *Geognostisch-palaeontologische Bemerkungen über die Halbinsel Mangischlak und die Aleutischen Inseln*, in-8°, 200 p., 20 pl., St.-Petersburg, 1871. [Voir aussi N. Andrussow, *Ein kurzer Bericht über die im Jahre 1887 im Transkaspichen Gebiet ausgeführten geol. Untersuchungen* (Jahrb. k. k. Geol.

Dans le prolongement de l'accident de Manghychlak, Karpinsky distingue, dans le Sud de la Russie, une large zone dans laquelle se présentent des dislocations dirigées N. W. ou W.N.W.[1] (*m*, *m*, fig. 89). Le premier exemple et le plus frappant est le plissement du terrain carbonifère du Donetz, qui se trouve exactement dans l'alignement du Kara-Taou à Manghychlak. La direction N. W. y règne sur une grande étendue ; des sondages montrent que ce bassin houiller se poursuit jusqu'à la rivière Orel. On a signalé d'autres cas de dislocations ayant la même orientation dans les gouvernements de Kharkov et d'Iekaterinoslav ; dans celui de Poltava, à Isatchki (cercle de Loubny) ; dans celui de Kiev, où Feofilaktov a découvert l'accident de Kanev sur le Dniestr : cet observateur va même jusqu'à ranger dans cette zone de dislocations parallèles les *monts de Sandomir* en Pologne[2], qui sont séparés par plusieurs centaines de kilomètres du plus occidental des points dénommés, Kanev. —

Que cette hypothèse vienne ou non à être confirmée, il n'en reste pas moins certain que depuis l'Alaï, en passant par le Noura-Taou, le Cheikh Djeli, Manghychlak et le bassin houiller du Donetz, un grand nombre de dislocations subordonnées suivent la même direction. Des couches crétacées prennent part à ces accidents et Karpinsky insiste avec raison sur le fait que néanmoins, dans le voisinage, le Silurien des bords du Dniestr et le Dévonien dans les gouvernements d'Orel et de Voronej restent horizontaux. D'une manière générale, on peut distinguer dans cette région : un groupe de dislocations très anciennes, orientées N. et N.E., dans le massif archéen — elles sont complètement rasées et surmontées de sédiments paléozoïques horizontaux ; un second groupe orienté N.W., parallèlement au Caucase, et auquel se rattache aussi le pli de Manghychlak ; ce groupe comprend des accidents d'âge variable, mais qui sûrement ont une origine commune ; peut-être enfin un groupe plus récent encore, représenté par les collines d'Ergheni, qui se dirigent presque du S. au N. ou au N. N. E.

C'est le second groupe qui correspond aux grandes chaînes asiatiques.

Reichsanst., XXXVIII, 1888, p. 265-280 ; J. Mouchkétov, *Esquisse de la structure géologique du territoire transcaspien* (en russe, Verhandl. k. Mineralog. Gesellsch. zu St. Petersburg, 2. Ser., XXVIII, 1891, p. 391-429, carte géol.).]

1. A. Karpinsky, *Remarques sur le caractère des dislocations des roches dans la moitié méridionale de la Russie d'Europe* (Gornoï Journal, 1883, p. 434-445, pl.). L'auteur range aussi dans cette zone le groupe des monts Bogdo. [Voir aussi, du même, *Sur le caractère général des mouvements de l'Écorce terrestre dans la Russie d'Europe* (Annales de Géogr., V^e^ année, 15 janvier 1896, carte schématique de la p. 184, fig. 13).]

[2. Voir ci-dessus, p. 240.]

Le Paropamise et le Caucase. — L'arc faiblement incurvé du Paropamise se continue en ligne droite vers le nord-ouest par les montagnes de Serakhs, le Kopet Dagh et le Kiouren Dagh. Ce dernier chaînon est élevé de 2000 à 3000 pieds [600-900 m.]; Sievers, qui l'a traversé près du fort de Kizil-Arvat, a trouvé, en avant, des collines sarmatiques et, au sommet du col, un calcaire gris-clair appartenant au terrain crétacé supérieur; on n'a pas encore rencontré de roches plus anciennes[1].

Au Kiouren Dagh fait suite directement la hauteur du Petit Balkhan, puis, à une faible distance, le Grand Balkhan, avec le groupe montagneux du golfe de Krasnovodsk.

D'après les recherches de Kochkoul, les montagnes du golfe de Krasnovodsk forment avec le Grand Balkhan un anticlinal unique, orienté W.N.W., exactement dans la direction du Caucase, et dont le flanc sud s'est en grande partie effondré. Le *Grand Balkhan*, sur le bord occidental duquel le Dagh-Dirim-Bouroun s'élève à 5650 pieds [1720 m.] au-dessus de la Caspienne, représente la partie orientale restée en saillie du flanc sud, et ses couches plongent au sud. L'axe de la voûte est situé sous la baie de Krasnovodsk et la baie des Balkhans, et se continue sur la terre ferme dans la direction du fort de Tach-Arvat-Kala, à la base nord-occidentale du Grand Balkhan. Les roches les plus profondes qui affleurent à la surface forment les basses collines bordières, orientées E.-W., qui avoisinent Krasnovodsk; Kochkoul les désigne comme des granites et des roches vertes (*Grünstein*); Dölter et Tietze considèrent ces dernières comme une porphyrite ancienne. Les chaînons qui viennent ensuite du côté du nord, le Kouba Dagh, dont le prolongement forme l'île Dagh-ada, la longue chaîne Kiouré et son prolongement oriental, le Kocha Seira, forment le flanc nord de l'anticlinal, et les couches y plongent au nord. Dans le Kouba Dagh apparaissent des couches gypsifères; le Kiouré est formé de schistes argileux et de

1. G. Sievers, *Die Russische militärische Expedition nach dem alten Oxus-Bette, dem Kjurjandagh-Gebirge und dem Atrek-Thal, August bis Dezember* 1872 (Petermanns Mittheil., XIX, 1873, p. 287-292). Pour la région du Balkhan en général, je renvoie à la belle carte (pl. XV) qui accompagne cet article. [Les recherches de Ch. Bogdanovitch ont montré que le groupe des Monts Turkmènes-Khorassans, de la rivière Tedjen au bas Atrek, est constitué par une série crétacée fossilifère très puissante (Aptien, Albien, Cénomanien, Turonien, Sénonien), et disposée en plis d'une grande régularité (*Notes sur la Géologie de l'Asie Centrale*, I. *Description de quelques dépôts sédimentaires de la contrée transcaspienne et d'une partie de la Perse Septentrionale* (en russe, avec résumé en français), Verhandl. K. Mineralog. Gesellsch. zu St. Petersburg, 2. Ser., XXVI, 1889, p. 1-192, 8 pl. de fossiles). Voir aussi la carte géol. du Territoire Transcaspien de Mouchketov, déjà citée.]

grès glauconieux, le même probablement que Sievers indique comme crétacé dans le Kocha Seira[1].

Ce petit groupe montagneux est remarquable à un double point de vue. D'abord, comme le montre clairement un dos sous-marin qui traverse la Caspienne, il représente le prolongement du Caucase et le relie par conséquent aux longues chaînes qui se développent jusqu'au Paropamise ; en outre, comme Karelin l'a démontré depuis longtemps, c'est dans son voisinage que se trouve l'ancienne embouchure de l'Oxus[2]. Le grand fleuve coulait entre le Grand et le Petit Balkhan, et paraît ensuite s'être divisé en deux bras entourant le vaste delta qui forme aujourd'hui la presqu'île basse de Dardja. Celle-ci repose sur le flanc sud effondré de l'anticlinal, c'est-à-dire sur la continuation souterraine du Grand Balkhan.

C'est au sud du lit desséché de l'Oxus, jusqu'à la côte et dans l'île Tcheleken, de même que plus loin vers le sud, que se trouvent les dépôts pétrolifères de cette région[3]. —

Nous avons atteint le *Caucase*, et nous devons nous demander si, dans cette puissante chaîne de montagnes, la poussée tangentielle est dirigée vers le sud, de même que dans les chaînes de l'Asie centrale dont elle apparaît comme la continuation. La réponse est que le Caucase présente une constitution très particulière, bien différente de la structure plus simple des autres chaînes. La connaissance nous en a été révélée par les explorations étendues et prolongées de H. Abich[4]. Il est indispensable d'entrer sur plusieurs points

1. Fr. von Kochkoul, *Rapport sur les travaux géologiques entrepris de novembre* 1869 *à mars* 1870 *dans les environs du golfe de Krasnovodsk et de l'île Tcheliken* (en russe, Bull. Soc. Imp. Russe de Géogr., VI, 1870, p. 181-213, pl.); E. Tietze, *Ueber einen kurzen Ausflug nach Krasnowodsk in W. Turkestan* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVII, 1877, p. 1-6); A. Konchine, *Description des dépôts de cire fossile et de naphte du territoire transcaspien* (en russe, Gornoï Journal, 1883, 1re partie, 134-150, pl.).

[2. Ce point a été très discuté, au cours des vingt-cinq dernières années, par les géographes russes Stebnitzky, Kaulbars, de Tillo, Loupandin, Lessar, Gloukhovsky, etc. Il semble résulter des études géologiques de l'ingénieur Konchine que le lit desséché de l'Ouzboï ne représente pas réellement l'ancien cours de l'Amou-Daria, mais un simple détroit, qui faisait communiquer la dépression saumâtre Aralo-Sarykamych avec la Mer Caspienne (Konchine, *La question de l'Oxus*, Annales de Géogr., V, 1896, p. 496-504, carte).]

[3. Voir H. Sjögren, *Ueber das transkaspische Naphtaterrain* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVII, 1887, p. 47-62).]

4. Son travail fondamental est intitulé : *Vergleichende geologische Grundzüge der kaukasischen, armenischen und nordpersischen Gebirge, Prodromus einer Geologie der kaukasischen Länder* (Mém. Acad. Sc. St.-Pétersbourg, 6e série, VII, 1858, p. 361-365, pl.). [Abich est mort avant d'avoir pu achever la publication de ses grands travaux sur le Caucase. Plusieurs fragments de cartes géologiques, accompagnés de coupes et d'esquisses, ont été réunis dans son ouvrage posthume intitulé : *Geologische Forschungen*

dans le détail des observations d'Abich, parce qu'elles ont une grande importance pour l'intelligence de la formation des montagnes en général; on verra en même temps que la conception d'après laquelle le Caucase serait simplement une chaîne unilatérale, ayant subi une poussée vers le nord et le nord-est — conception que je croyais pouvoir dégager des recherches de Favre dans ces montagnes, — tout en étant justifiée dans un certain sens, ne tient pas compte du trait le plus caractéristique de sa structure [1].

Il y a deux régions où affleurent des roches cristallines anciennes, principalement granitiques, que l'on peut considérer comme le soubassement archéen de l'ensemble. La première appartient à la crête principale du Caucase et s'étend depuis les sources de la Kouban jusqu'à celles du Terek; c'est la haute région neigeuse, comprise entre l'Elbrouz et le Kazbek [2]. La seconde région de roches archéennes est située au pied méridional de la chaîne et forme la ligne de partage entre la mer Noire et la Caspienne. *Son orientation est S.W.-N.E., et par conséquent absolument différente de celle du Caucase;* la physionomie des couches sédimentaires qui l'accompagnent rappelle le faciès des terrains de l'Arménie; dans sa partie orientale, on voit des couches crétacées moyennes reposer transgressivement sur les roches archéennes. Ce sont les *montagnes Mesques.* Nous les considérons comme représentant un système de montagnes étranger au Caucase; nous y reviendrons plus tard. —

Après en avoir ainsi séparé les montagnes Mesques, rapprochons-nous du Caucase, en venant du nord. Nous rencontrons d'abord le plateau de Stavropol, formé de couches sarmatiques et s'élevant jusqu'à 2500 pieds anglais [750 m. environ], puis la région riche en sources minérales de Piatigorsk, avec le massif éruptif

in den kaukasischen Ländern, III. *Theil : Geologie des Armenischen Hochlandes*, II. *Osthälfte*, in-8°, avec atlas in-folio, Wien, 1887.]

1. Ern. Favre, *Recherches géologiques dans la partie centrale de la chaîne du Caucase*, in-4°, 117 p., carte et coupes, Genève, 1875; Ed. Suess, *Die Entstehung der Alpen*, p. 47; voir ci-dessus, p. 180. [Voir aussi E. Fournier, *Description géol. du Caucase central*, in-4°, avec carte géol. et pl., Marseille, 1896 (Thèse de Doctorat); *Sur la géologie et la Tectonique du Caucase central* (C. R. Acad. Sc., CXXI, 1895, 2e sem., p. 839-842); A. Inostranzeff, *Au travers de la chaîne principale du Caucase. Recherches géol. le long de la ligne projetée du chemin de fer de Vladikavkas-Tiflis au travers du col de l'Arkhotis. Compte rendu présenté à la direction des chemins de fer de l'Etat* rédigé avec le concours de N. Karakasch, S. Stréchevsky et F. Lœwinson-Lessing (en russe, résumé en français), in-4° 22 pl., 1 carte géol., St.-Pétersbourg, 1896. Voir aussi la *Carte géologique de la Russie d'Europe éditée par le Comité géologique*, à 1 : 2.520.000., St.-Pétersbourg, 1892, feuilles 5 et 6.]

[2. Les pics et les glaciers de cette partie centrale de la chaîne ont été décrits et magnifiquement illustrés par D. W. Freshfield and V. Sella, *The Exploration of the Caucasus*, 2 vol. gr. in-8°, cartes et nombreuses héliogr., London, 1896.]

isolé du Bech Taou[1]; plus loin au sud-est, entre le Terek près de Mozdok et Vladikavkaz, s'élèvent deux longues croupes parallèles au Caucase qui, d'après les coupes de Kochkoul, sont déterminées par des plis sarmatiques[2]. —

La première zone du Caucase est formée par une puissante série concordante qui embrasse les terrains compris entre le Lias et le Crétacé supérieur, parfois même avec un peu de Flysch au sommet. Cette zone, en général, plonge normalement au nord-est. Sur le méridien de l'Elbrouz, l'inclinaison des couches est faible et très régulière; encore à 60 kilomètres au nord de la crète, l'érosion a mis à jour au-dessous de cette série le soubassement archéen, dont la surface est également inclinée en pente douce vers le nord et est considérée comme la surface primitive de dépôt des sédiments liasiques. Vers Vladikavkaz cette zone se rétrécit, mais plus au sud-est, dans le Daghestan, elle augmente de largeur et se montre plissée en voûtes et en fonds de bateau parallèles qui, à beaucoup d'égards, rappellent la structure du Jura. Toute cette zone plissée s'élève graduellement au sud pour atteindre des hauteurs de plus en plus grandes et tourne vers le sud la tranche des différents étages de la série stratifiée, dessinant autant d'escarpements successifs[3]. Quelques montagnes tabulaires isolées se dressent en avant de ces falaises jusqu'à 8000 pieds [2440 m.], et atteignent même dans la zone tabulaire du *Chah Dagh*[4] l'altitude de 12041 pieds [3670 m.]. C'est dans cette région que les couches sarmatiques, remblayant des vallées creusées dans les terrains antérieurs, ont été portées jusqu'à 7170 pieds [2185 m.] au-dessus de la mer.

A partir des hauteurs du Chah Dagh, le Caucase sud-oriental s'abaisse suivant une série de grandes failles, étagées en gradins, sur la dépression de la Koura[5]. Là s'étend la grande région d'effondrement et d'ébranlement comprise entre Chemakha, Noukha, Iélizavetpol et Choucha. Là, l'ensemble du Caucase est formé par cette zone

[1. L. Dru, *Géologie et hydrologie de la région du Bechtaou* (*Russie-Caucase*), Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XII, 1884, p. 474-515, pl. XXIII-XXVI. Cette région présente un grand nombre de massifs isolés de microgranulite tertiaire, paraissant relever les terrains stratifiés encaissants à la manière des laccolithes.]

2. F. von Kochkoul, Gornoï Journal, 1879, e, pl. IX.

[3. Voir les dessins de Abich, *Geol. Forschungen in den kaukasischen Ländern*, III, 1887, Atlas, n° 13, pl. IV et n° 17, pl. IV.]

[4. Les dernières mensurations des topographes Russes attribuent à cette montagne l'altitude de 4255 m. (voir la belle carte réduite au 1:75000, dans Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft Nr. 85, 1887, pl. 2).]

[5. Voir Hj. Sjögren, *Bericht über einen Ausflug in den südöstlichen Theil des Kaukasus* (Mittheil. k. k. Geogr. Ges. Wien, XXXIII, 1890, p. 353-376).]

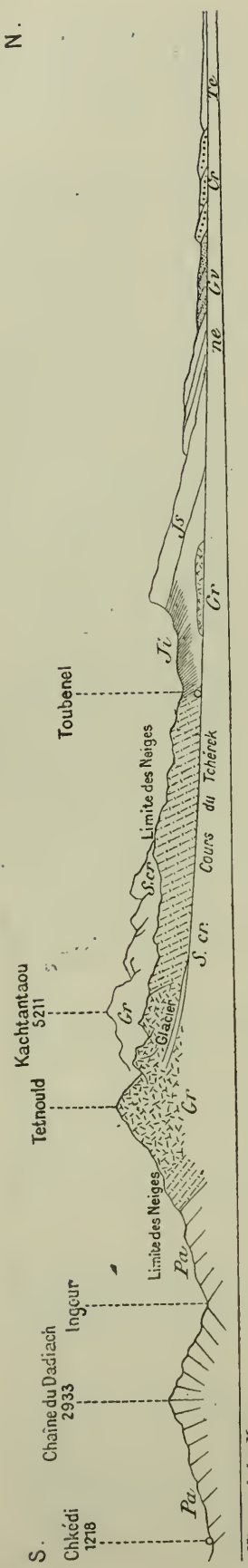


Fig. 91. — Coupe de la chaîne du Caucase par la vallée du Tchérek, montrant la structure simple du versant septentrional et le renversement du granite sur les schistes, d'après Ern. Favre (*Recherches Géol. dans la partie centrale de la chaîne du Caucase*, in-4°, 1875, pl. I, fig. 1). Échelle : longueurs = 1 : 560.000. environ; hauteurs = 1 : 380.000.

Gr = Granite; *S. cr* = Schistes cristallins; *Pa* = Terrain paléozoïque indéterminé; *Ji* = Jurassique inférieur; *Js* = Jurassique supérieur; *ne* = Crétacé inférieur; *Gv* = Crétacé moyen; *Cr* = Crétacé supérieur; *Te* = Tertiaire indéterminé.

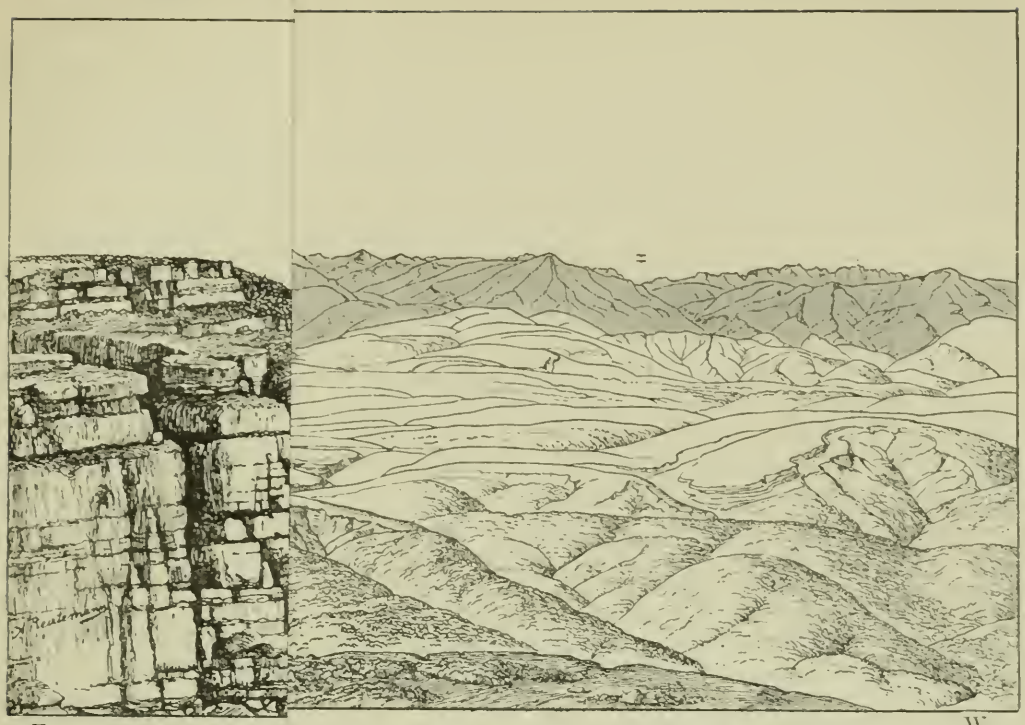
unique, inclinée et plissée vers le nord, découpée au contraire par des cassures vers le sud. On n'y observe aucun affleurement de roches archéennes ; il est clair que le plissement du Daghestan a été provoqué par une pression latérale dirigée vers le nord[1].

Ainsi, dans tout le sud-est, la conception d'une chaîne plissée vers le nord et effondrée du côté du sud correspond bien à la réalité des faits. Il en est autrement au nord-ouest.

Les roches archéennes qui forment la crête des hautes montagnes entre l'Elbrouz et le Kazbek s'abaissent au sud en parois abruptes, couronnées de neige. Par-dessous apparaît un large ruban de schistes anciens qui, à l'est de l'Adaï Khokh (12250 pieds [3733 m.]), dépassent même en hauteur le granite, relégué sur le versant nord de la chaîne. Ce ruban de schistes anciens *plonge au nord-est sous le granite, de telle sorte que toute la masse du Caucase, dans cette partie, apparaît comme un énorme pli renversé vers le sud-ouest* (fig. 91).

Les masses schisteuses du versant méridional ont la même in-

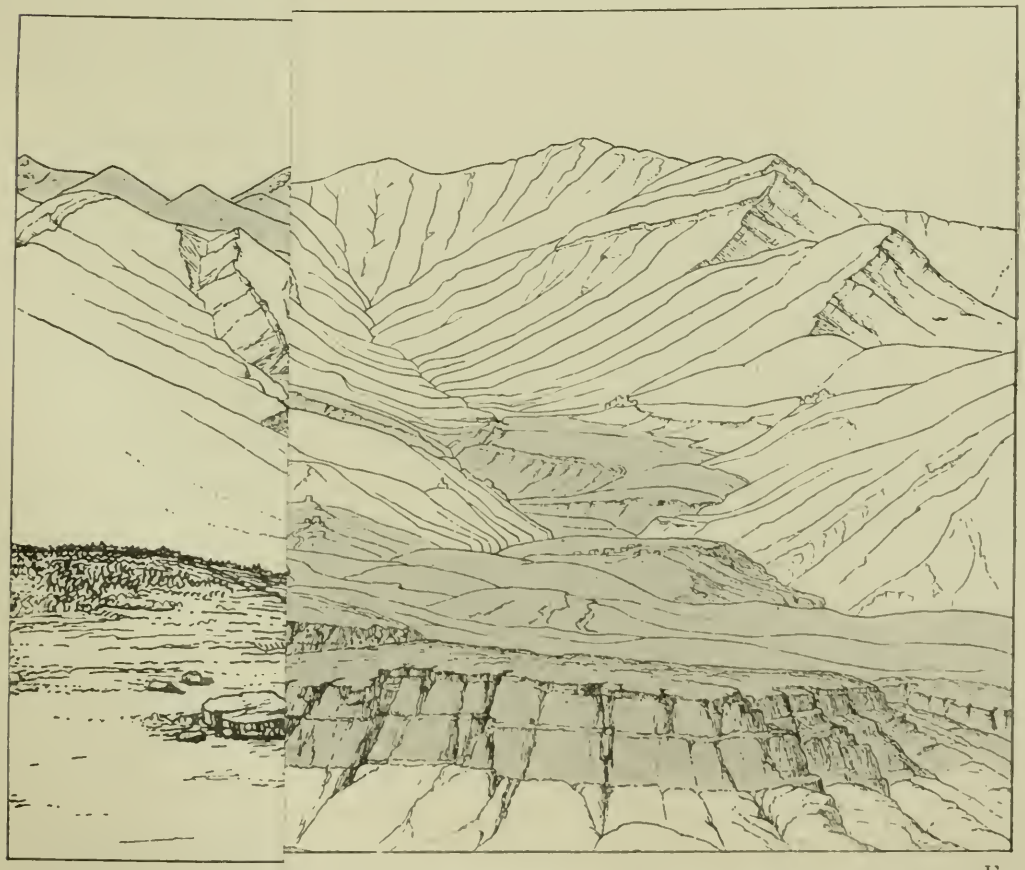
1. H. Abich, *Verzeichniss einer Sammlung von Versteinerungen von Daghestan mit Erläuterungen* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., III, 1851, p. 15-48) et *Sur la structure et la géologie du Daghestan* (Mém. Acad. Sc. St.-Pétersbourg, 7e sér., IV, 1862, p. 10, 12). [Voir aussi Hj. Sjögren, *Uebersicht der Geologie Daghestans und des Terek-Gebietes* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXIX, 1889, p. 417-438).]



E. W.

Fig. 1. — L'Elbrouz et *in den Kaukasischen Ländern*, III, 1887, Atlas, pl. I, n° 10).

La vue se développe entre Kouban, à dr. Dans le fond, les crêtes de la zone cristalline et schis-teuse (grisé); au centre sion formée par les grès à lignites du Jurassique inférieur, avec le poste de Betchassin (2 tjöll (3 376 m.); ⋎, Karatchaï; ⌒, Crête principale du Caucase.



W. E.

Fig. 2. — Épanchen u sud de la crête principale du Caucase, d'après H. Abich

Les parties — Légende (de g. à dr.) : ⌒, Bidara ; ⋎, Trousso Mta ; akhal Kevi.

Fig. 1. — L'Elbrouz et la chaîne centrale du Caucase. Vue prise du Mont Bermamyt (alt., 2,591 m.), d'après H. Abich (*Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern*, III, 1887, Atlas, pl. I, n° 10).

La vue se développe entre la vallée de Baksan, à g., en arrière des escarpements du Bermamyt (calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur), et la vallée de la Kouban, à dr. Dans le fond, les crêtes de la zone cristalline et schisteuse (grisé); au centre, le cône trachytique de l'Elbrouz (alt., 5646 m.; distance à vol d'oiseau 30 kilom.), en grande partie couvert de neige; en avant, dépression formée par les grès à lignites du Jurassique inférieur, avec le poste de Betchassin (2317 m.). — Légende (de g. à dr.) : ⅄, Mont Balik-Bachi; ⅄, Crête de Souanétie; ⅄, Chaîne de Tachly-Syrt (3468 m.); ⅄, Col de Nartjöll (3376 m.); ⅄, Karatchai; ⅄, Crête principale du Caucase.

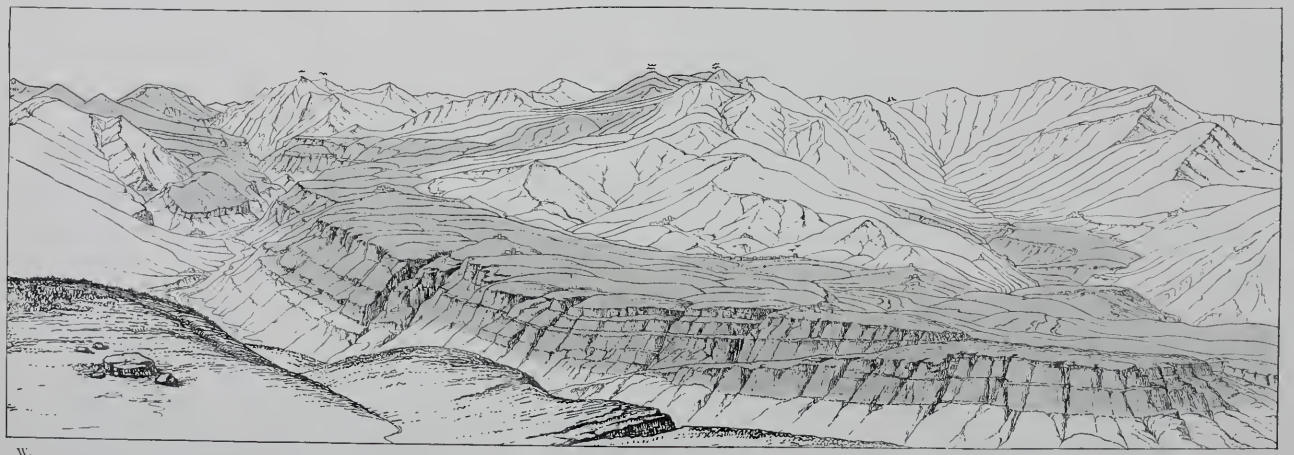


Fig. 2. — Épanchements volcaniques de Kéli, région du Kazbek. Vue prise du col de Lomisa, entre les vallées du Djamour et de l'Aragva, au sud de la crête principale du Caucase, d'après H. Abich (*Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern*, III, 1887, Atlas, pl. 15 A).

Les parties laissées en blanc correspondent aux affleurements des schistes paléozoïques; le grisé représente les cônes et les coulées de trachyte. — Légende (de g. à dr.) : ⅄, Bidara; ⅄, Trousso Mta; ⅄, Col de la Croix (Krostovaïa Goud); ⅄, Tsitolli Mta; ⅄, Kaïchaour; ⅄, Col de Kvina Mta; ⅄, Lakhal Kovi.

clinaison au nord-est que les couches jurassiques et crétacées du versant septentrional; aussi Abich a-t-il raison de dire que « *le véritable trait fondamental de la structure du Caucase est un plongement isoclinal vers le nord et le nord-est*[1] ».

Ces schistes sont, près du contact avec le granite, des micaschistes anciens et des chloritoschistes; la masse principale est formée de schistes argileux que Favre considère comme paléozoïques, tandis qu'Abich, insistant sur l'absence complète de fossiles, semble disposé à en attribuer une grande partie au Lias avec couches de houille. Plus au sud, vers la haute vallée de l'Ingour, les schistes renversés présentent bientôt une disposition en éventail, puis des plissements aigus, qui certainement englobent déjà du Lias. Au delà de ces plis vient une faille brusque, sur le Rion supérieur, puis une nouvelle série de couches inclinées au nord et commençant avec l'étage sarmatique. C'est par là, au milieu de circonstances compliquées que je ne puis entreprendre d'exposer ici, que la chaîne vient se rattacher, au point de vue orographique, avec les montagnes Mesques. Mais cette série inclinée vers le nord n'offre déjà plus les caractères des terrains du Caucase; elle présente au contraire le faciès méridional des terrains du Taurus et de l'Arménie, qui se font remarquer par leur ressemblance avec ceux des Alpes Orientales.

Ainsi le Caucase nous présente deux parties dont la physionomie n'est pas la même, mais dont la structure ne diffère qu'en ce que le soubassement de la série septentrionale, commune à l'une et à l'autre et constituée par des couches jurassiques et crétacées, apparaît dans le nord-ouest de la chaîne à l'état de pli renversé vers le sud, tandis que, dans le sud-est, ce même soubassement s'est effondré sous la plaine de la Koura.

Çà et là, le long des failles, apparaissent des roches éruptives. Les deux puissants massifs volcaniques de l'Elbrouz (18 453 pieds anglais [5 624 m.]) et du Kazbek (16 553 pieds [5 045 m.]) sont comme greffés sur la chaîne principale (Pl. III, fig. 1). Il y a longtemps déjà, à une époque où des conceptions d'un autre ordre dominaient les travaux des géologues, Abich avait compris que les grands volcans de l'Arménie s'élèvent sur des champs d'affaissement; il reconnut nettement que l'Elbrouz et le Kazbek, bien que situés sur la crête du Caucase, ne se sont formés qu'après le soulèvement de la chaîne et même après le creusement d'une partie de ses vallées.

1. H. Abich, *Vergleichende geologische Grundzüge*, p. 459. Pour Favre, le renversement s'explique par un grand affaissement au sud (Mém. cité, p. 71).

L'ordre de succession des phénomènes paraissait dès lors si clair à cet observateur, qu'il put montrer comment de grandes masses de lave s'étaient répandues dans une vallée d'érosion creusée dans les schistes, puis solidifiées, et comment ensuite, grâce à la destruction progressive des parois, le plateau volcanique de Keli (Pl. III, fig. 2) avait fini par se substituer à une vallée de la zone schisteuse.

A ces volcans greffés sur le Caucase on peut appliquer ce que nous avons déjà dit des volcans de Sumatra : c'est la chaîne elle-même qui se brise, et nous devons d'autant moins nous en étonner que, dans le sud-est, une grande partie de cette même chaîne a déjà disparu, en fait, par fracture et par effondrement.

C'est ainsi que nous avons vu également, de l'autre côté de la Caspienne, la rangée monoclinale des montagnes de Krasnovodsk

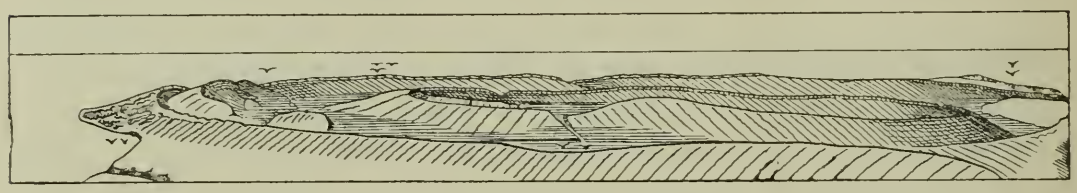


Fig. 92. — Vue à vol d'oiseau de l'anticlinal de Karalar, presqu'île de Kertch, d'après N. Androussov (*Materialien zur Geol. Russlands*, XVI, 1893, p. 134, fig. 4).

v, Montagne de Kitchkine-Tchobane ; vv, Tchegene ; v̌v, Misir ; vvv, Dchaïlaou ; v̌vv, Siouiourtach. Au centre de l'anticlinal affleure le Miocène moyen ; la crête elliptique interne est formée par les couches à *Spaniodon*, et la crête externe par le Sarmatique ; l'étage méotique occupe la plaine au premier plan.

plonger au nord-est, dans les mêmes conditions que la région montagneuse beaucoup plus vaste du Daghestan. —

La partie nord-occidentale du Caucase, représentée par une bande de Flysch, s'enfonce près d'Anapa sous la mer Noire, après avoir projeté vers le N.N.W. un rameau dont l'extrémité très déprimée borde au sud le liman de Temriouk, sur la mer d'Azov.

Ensuite viennent un grand nombre de plis sarmatiques, qui traversent les péninsules de Taman et de Kertch (fig. 92 et 93); nous en devons également la connaissance à Abich, et plusieurs conclusions d'ordre général s'y rattachent[1].

Les plis septentrionaux courent de l'E. à l'W. ; deux d'entre eux traversent le détroit et passent au nord et au sud de Kertch, de telle sorte que la ville se trouve dans le synclinal intermédiaire. Mais vers le sud, et dès le liman de la Kouban, dans la pres-

1. H. Abich, *Einleitende Grundzüge der Geologie der Halbinseln Kertsch und Taman* (Mém. Acad. Sc. St.-Pétersbourg, 7e sér., IX, 1865, p. 1-80, pl.); le même, *Karten und Profile zur Geologie der Halbinseln Kertsch und Taman*, in-4°, Tiflis, 1866.

qu'île de Taman, ces plis s'infléchissent peu à peu vers le S.W.; c'est à ceux-ci qu'appartient également le mont Opouk, l'ancien Cimmerium, haut de 570 pieds [174 m.], sur la côte méridionale de la presqu'île de Kertch.

Cette importance croissante de l'orientation N.E.-S.W. me paraît devoir être interprétée comme annonçant l'approche d'une nouvelle chaîne, ou comme indiquant que le Caucase lui-même s'incurve; cette direction est celle des montagnes de la Crimée. D'après

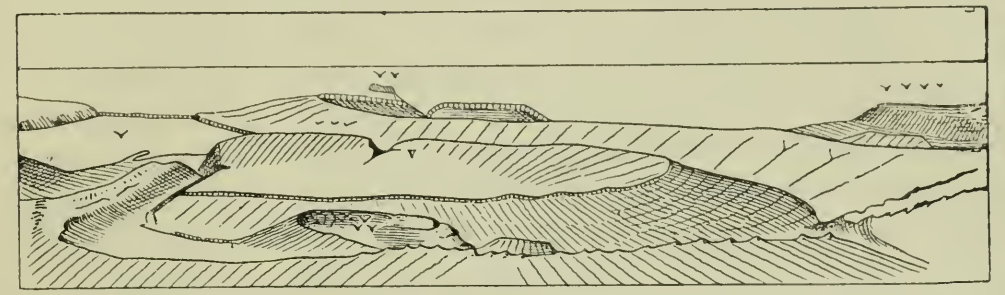


Fig. 93. — Vue à vol d'oiseau de l'anticlinal de Mama et des bassins de Tchokrak-babtchik et de Bourach, presqu'île de Kertch, d'après N. Androussov (Ouvr. cité, p. 147, fig. 7).

v, Lagune de Tchokrak; vv, Cap Siouke; vvv, Mama; vvvv, Cap Tarkhan (Miocène); v v, Bassin de Tchokrak-Babtchik (Couches méotiques); v vv, Bassin de Bourach (Couches pontiques).

les coupes d'Abich, les couches pontiques à *Cardium* de Kertch paraissent même avoir pris part à ces plissements[1].

En tout cas, les plissements de Taman et de Kertch relient le Caucase à la Crimée.

Dans le sud-est de la *Crimée*, un fragment montagneux atteint l'altitude d'environ 1 500 mètres; son orientation est S. W. et l'inclinaison générale N. W. Les roches les plus anciennes appartiennent au Lias, qui forme la côte sud-est de la Crimée et renferme, comme le Lias du Caucase, de nombreux restes de plantes terrestres. Au premier abord, on serait porté à considérer ces montagnes comme la continuation de la zone septentrionale du Caucase, n'étaient, ainsi que l'a fait voir E. Favre, deux différences essentielles. Dans le nord du Caucase, en effet, jusqu'au Daghestan, tous les terrains sédimentaires à partir du Lias se succèdent en concordance parfaite; en Crimée, au contraire, le Lias est fortement plissé et plonge au nord; les calcaires jurassiques reposent sur

[1. Voir N. Androussov, *Géotectonique de la presqu'île de Kertch* (en russe, Materialien zur Geol. Russlands, XVI, 1893, p. 63-336, carte géol., 2 pl.). — D'après ce géologue, ces plissements datent de l'époque méotique, c'est-à-dire de la fin du Miocène, comme dans le Caucase.]

le Lias à l'état de puissants lambeaux, et c'est seulement avec le Néocomien que commence la série des couches concordantes. Ici donc, le Néocomien a été précédé par une grande perturbation, qui ne s'est pas fait sentir dans le Caucase septentrional. De plus, en Crimée, on voit reposer sur la Craie le calcaire nummulitique, qui manque dans le nord du Caucase.

Pour ces raisons Favre compare la Crimée, non pas avec le Caucase septentrional, mais avec le Caucase méridional, c'est-à-dire avec les montagnes Mesques, où nous avons reconnu une chaîne orientée S. W. et étrangère au Caucase proprement dit. Favre insiste en même temps sur l'ancienne continuité entre les Balkans et le massif de la Crimée. A l'appui de cette dernière opinion, à laquelle se rallie également Lagorio, il fait valoir que la zone de fracture le long de laquelle les Balkans, d'après Hochstetter, s'affaissent au sud, depuis Pirot jusqu'au cap Eminé, si on la prolonge à l'est, irait atteindre la côte sud-orientale de la Crimée et que, dans la mer Noire, depuis le cap Eminé jusqu'au cap Saritch, les profondeurs descendent brusquement, sur une distance relativement faible, de 70 ou 80 à 1 000 ou 1 800 mètres[1]. L'effondrement remonterait à l'époque miocène[2].

Les monts de Matchin. — Sur le Plateau russe s'étend une transgression du Jurassique supérieur; le Néocomien et le Gault manquent, mais la Craie moyenne et supérieure s'étend à plat sur les strates horizontales du Jurassique. La même disposition s'observe dans la partie de la Plate-forme Russe qui, en Galicie, au voisinage des Carpathes, est mise à nu par de profonds sillons fluviaux. Le Crétacé moyen et supérieur repose sur des grès rouges horizontaux, mais en quelques points des vallées du Dniestr et de la Zlota Lipa on voit s'introduire entre le Cénomanien et le Dévonien des sédiments calcaires contenant de nombreux fossiles du Kiméridgien et du Portlandien de l'Allemagne du Nord et de la France. Le type de ces étages jurassiques est complètement différent de celui du Juras-

[1. Voir A. Woeikow, *Die Tiefseeforschungen im Schwarzen Meere im Jahre* 1890 (Petermanns Mitteil., XXXVII, 1891, p. 34, carte, pl. 3).]

2. E. Favre, *Étude stratigraphique de la partie sud-ouest de la Crimée*, in-4°. Genève, 1877, 71 p., carte; Al. Lagorio, *Vergleichende petrographische Studien über die massigen Gesteine der Krym*, in-8°, Dorpat, 1880, en particulier p. 16-26. [Voir aussi la carte géologique à 1 : 500.000. de W. Paget Jervis (1855) reproduite par F. Toula, *Eine Krimreise* (Deutsche Rundschau f. Geogr. u. Statistik, XI, 1889, p. 337-350 et 391-408)., Pour la continuité avec le Balkan, voir T. Spratt, *Comparison of the geological Features of Bulgaria and the Crimea* (*Geology of Varna*, Quart. Journ. Geol. Soc., XIII, 1857 p. 79, 80). [Sur l'histoire des effondrements pontiques, voir ci-dessus, p. 439-443].

sique des environs de Moscou, et d'ailleurs, au point de vue de l'âge, on ne pourrait les assimiler qu'aux parties les plus élevées du Jurassique de la Russie centrale, mais les conditions de gisement sont les mêmes. Ce phénomène se répète dans une partie de la Dobroudja, à savoir sur le Danube entre Rachova et Hirsova, sur la côte auprès de Kustendjé et dans la région intermédiaire. Des bancs de Jurassique supérieur à *Nerinæa*, *Pteroceras* et *Diceras*[1] affleurent sur la rive droite du Danube, en y formant des escarpements remarquables, stratifiés horizontalement et surmontés par le Crétacé moyen et supérieur. Mais, ici, ce plateau calcaire jurassique ne repose pas sur des couches paléozoïques horizontales : tout au contraire, il vient s'adosser aux débris d'une chaîne plissée préjurassique, dont l'extrémité nord-occidentale détermine en face de Braïla et de Galatz le coude brusque du Danube, en amont de son delta. Spratt et Peters ont décrit ce fragment[2].

A Kara-Kioei, au nord de Kustendjé, on trouve, quand on vient du sud, les premières traces de schistes verts fortement redressés qui, formant des croupes assez importantes, se dirigent au nord-ouest jusqu'à Petcheniaga sur le Danube, souvent accompagnés de tufs de diabase. L'orientation des schistes verts est W.N.W. le long de la mer, et devient N.W. du côté du Danube. Dans la direction de Babadagh, le terrain crétacé s'étend sur les schistes et atteint au sud-est la grande lagune Raziem.

Une seconde traînée d'affleurements rocheux, beaucoup plus courte, mais caractérisée par des formes abruptes et formée de gneiss et de granitite, s'élève à l'est de Braïla, près de Matchin, et se dirige N. W.-S. E.; le mont isolé de Garbina, au sud-est de Galatz, en fait également partie.

Une troisième zone enfin est située au nord de la bande gneissique de Matchin et du Crétacé de Babadagh et, bien que masquée sur une grande étendue par des sédiments récents, occupe tout

[1. Ces bancs appartiennent en partie, comme l'avait reconnu dès 1856 l'ingénieur français Michel, au Crétacé inférieur, et renferment des Caprotines (F. Toula, *Eine geol. Reise in die Dobrudscha*, Vorträge des Vereines z. Verbr. Naturwiss. Kenntn., XXXIII. Jahrg., Heft 16, Wien, 1893, p. 10-11). V. Anastasiu y a également recueilli des *Monopleura;* il signale d'autre part, au nord-ouest de Topal, le *Peltoceras bimammatum* et plusieurs *Perisphinctes* (*Note sur la constitution géologique de la Dobrogea,* Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXIV, 1896, p. 595-601).]

2. T. Spratt, *On the Freshwater Deposits of Bessarabia, Moldavia, Wallachia and Bulgaria* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVI, 1860, en particulier p. 290-291); K. F. Peters, *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XXVII, Abth. 2, 1867, p. 3-64 et 145-207, carte); le même, *Die Donau und ihr Gebiet*, in-8°, 1876, p. 334-342.

l'espace qui s'étend jusqu'à Isaktcha et Toultcha sur le Danube et jusqu'au Dunavez dans le delta. Ici apparaissent le Verrucano, différents étages du Trias, puis du Lias rouge[1] et des traces de Jurassique. C'est le Verrucano qui constitue le « Rocher », près de Toul-

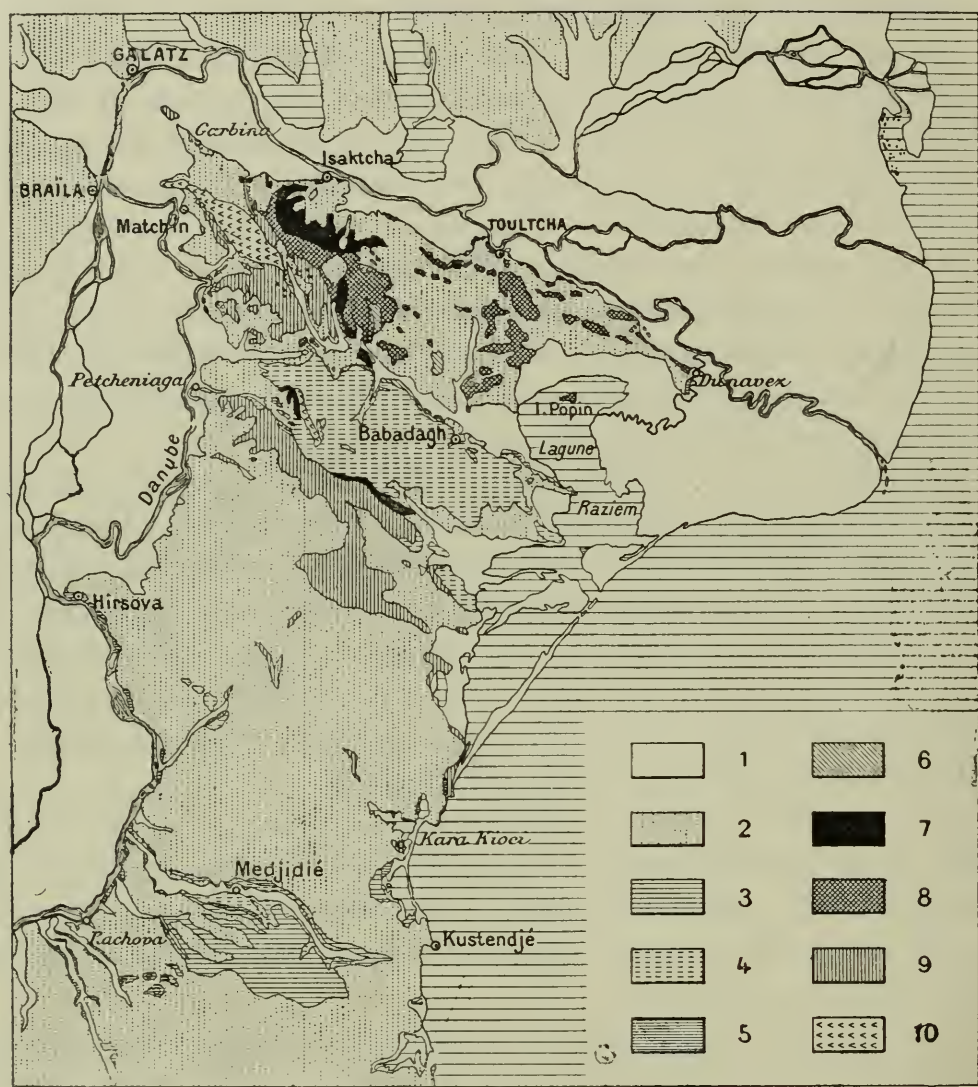


Fig. 94. — Carte géologique de la Dobroudja (d'après K. F. Peters). Échelle de 1 : 1.500.000.

1 = Alluvions; 2 = Loess; 3 = Miocène (Sarmatique); 4 = Terrain crétacé; 5 = Jurassique supérieur; 6 = Jurassique inférieur et Lias; 7 = Porphyre quartzifère et Mélaphyre; 8 = Trias; 9 = Terrains paléozoïques; 10 = Granite et Schistes cristallins.

tcha, sur le Danube, et au large, dans la mer Noire, l'île des Serpents est également formée, d'après Spratt, par une roche ancienne. L'île Popin, dans la lagune Raziem, est du Muschelkalk[2], et le Trias

[1. K. A. Redlich vient de signaler dans ce prétendu « Lias rouge » des fossiles triasiques du Muschelkalk alpin (*Geologische Studien in Rumänien*, II, Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst. 1896, p. 499).]

2. T. Spratt, *Remarks on Serpent Island* (Journ. Geogr. Soc. London, XXVII, 1857, p. 220-224). J'avoue n'être pas arrivé à une opinion déterminée au sujet de la nature des

rappelle, par la présence de puissants dykes de mélaphyre, par ses fossiles : *Halobia Lommeli*, *Arcestes*, etc., les gisements des Alpes Méridionales. La direction des couches est W.N.W.

Ce petit massif constitue une énigme absolument inexpliquée. Tandis que la succession des roches, comme nous venons de le voir, fait songer aux Alpes, la direction des schistes verts, au nord de Kustendjé, comme celle du Trias près de Toultcha, est celle du Caucase. L'orientation du gneiss de Matchin se relève même encore davantage vers le nord. Au point de vue des directions, il y a donc contraste très marqué avec la partie adjacente des Carpathes. De même le recouvrement des schistes verts par le Jurassique supérieur, resté horizontal, est en complet désaccord avec tout ce que nous savons au sujet de l'âge récent des mouvements qui se sont produits dans les Carpathes.

Les monts de Matchin représentent donc un fragment d'une chaîne plissée plus vaste, orientée dans le sens du Caucase ou même se relevant davantage vers le nord, mais où la succession des terrains est alpine, et qui, dans l'ensemble, était déjà formée avant le Jurassique supérieur.

Les Carpathes et les Balkans. — C'est seulement depuis très peu de temps que — grâce aux efforts de nos collègues de Hongrie, de Roumanie et de Serbie, venant très heureusement se relier aux résultats des anciens travaux autrichiens et aux recherches locales si méritoires poursuivies en Transylvanie, — nous sommes en état de suivre les nombreux chaînons se rattachant à l'arc des Carpathes, ainsi que ceux qui leur servent d'intermédiaires avec les Balkans. Nous arrivons ainsi à la conception d'un phénomène tectonique tout particulier, qui n'est connu jusqu'à présent en aucun autre point de la surface terrestre avec une pareille netteté et une pareille ampleur; mais, ici encore, il est indispensable d'entrer dans quelques détails.

En dedans de l'arc carpathique, à l'intérieur du coude que la Maros décrit en Transylvanie, nous avons montré, d'après les observations de Lóczy, qu'il existe un fragment d'arc autonome poussé vers l'est, le sud-est et le sud (p. 283, 303). Nous essaierons maintenant d'étudier tout d'abord dans quelles conditions l'arc

roches dont cette île est formée. Spratt dit qu'elle paraît être un contrefort du massif schisteux de la Dobroudja, étant constituée par des bancs siliceux avec de grands cristaux de quartz, passant parfois au jaspe rouge; ces bancs sont séparés par de minces lits schisteux et inclinés 10 — 20° à l'E. L'île est haute de 130 pieds [40 m.]

extérieur se poursuit, autant que le permet l'état actuel de nos connaissances sur la structure du versant roumain. Pour le Sud-Est de la Transylvanie, nous avons une série de descriptions excellentes, dues à Meschendörfer, à Hauer et Stache et à Herbich ; quant au versant méridional, je suivrai principalement les données de G. Stefanescu[1].

Les Carpathes possèdent à l'est la structure normale d'une chaîne simple, plissée vers l'extérieur et effondrée vers l'intérieur. Une grande bande curviligne de roches anciennes, où prédominent des micaschistes, s'étend depuis les sources de la Tisza (Theiss)[2], à travers la Bukovine méridionale, une partie de la Moldavie et le nord-est de la Transylvanie, jusqu'aux monts de Czik, dans la région des sources de l'Alt, où elle se termine[3]. Cette bande mesure 230 kilomètres de longueur ; elle se dirige au N.W. dans sa partie septentrionale, puis s'infléchit de plus en plus vers le S.S.E. Dans sa partie méridionale, en Transylvanie, s'élève à l'ouest, sur la bordure interne, près de Ditró, le massif isolé du Piritske, formé de syénite éléolithique; puis vient, à l'ouest, parallèlement à la zone schisteuse, la longue rangée trachytique de l'Hargitta. — A l'est, on voit s'appuyer sur les roches anciennes une bande courte et escarpée de dépôts triasiques et jurassiques, à laquelle appartient le Nagy Hagymás; cette bande est suivie, à son tour, du côté de l'est, par la large zone boisée du Flysch, aux plis multiples, qui vient s'abaisser doucement sur la plaine de Moldavie[4].

1. Les ouvrages fondamentaux sont : J. Meschendörfer, *Die Gebirgsarten im Burzenlande* (Verhandl. u. Mitt. des siebenbürgischen Vereins für Naturwiss., XI, 1860, p. 236-249 et 255-287) ; F. Ritter v. Hauer und G. Stache, *Geologie Siebenbürgen's*, in-8°, 1863, carte; F. Herbich, *Das Széklerland*, in-8°, 1878, carte (publié aussi dans les Mitt. k. ungar. geol. Anstalt, V, Heft 2). [Voir aussi les récents travaux de L. Roth von Telegd et F. Schafarzik publiés dans le *Jahresbericht der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt*, 1888 et années suivantes]. Les informations de G. Stefanescu sont dans Annuar. Biur. geol. Bucuresci, 1884, I, en particulier p. 17, 18 et 47. [Voir aussi Math. M. Draghicenu, *Geologische Uebersichtskarte des Königreiches Rumänien*, 1 : 800,000, avec notice (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XL, 1890, p. 399-420, pl. III) ; et la *Carte géologique générale de la Roumanie* publiée par le Service officiel, sous la direction de G. Stefanescu.]

[2. Voir H. Zapalowicz, *Eine geol. Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXXVI, 1886, p. 361-594, carte géol., 1 pl. de coupes).]

[3. V. Uhlig a montré tout récemment que cette bande de roches anciennes représente le prolongement de la zone interne des « Klippen » vers le sud-est (*Geotektonische Ergebnisse einer Reise in die Oskkarpathen*, Anzeiger k. Akad. Wiss. Wien, 1896, n° XXII).]

[4. La bordure sédimentaire de cette partie de l'axe cristallin des Carpathes a été étudiée par V. Uhlig (*Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz* (*nordöstliche Karpathen*), Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, XCVIII, Abth. I, 1889, p. 728-743).]

Plus au sud, toutes les zones intérieures disparaissent; le Flysch qui, dans cette région, est surtout crétacé, demeure seul, accompagné de calcaires du même âge. La direction des couches, d'abord S.S.E. devient S. et enfin S.S.W. Près de la Dimbovitsa, entre Campulung et Tergovista, toute cette large zone crétacée a disparu sous la plaine roumaine, et on n'aperçoit plus, du côté de l'ouest, que des lambeaux éocènes, dont il sera question plus loin. Cependant, de nouvelles traces du soubassement apparaissent à l'ouest. Des paquets de calcaire jurassique, orientés S.W., forment les environs de Brassó (Kronstadt); ils se prolongent vers le sud-ouest, de telle sorte que le col de Tömös coïncide sur une certaine distance avec la ligne qui les sépare à l'est de la zone du Flysch, et en même temps ils augmentent en importance. La puissante masse du Bucheschi (Bucsecs), qui sépare les couloirs accédant du côté du nord au col de Tömös et au col de Törzburg, est en grande partie jurassique; une autre partie appartient à un épais massif de conglomérats, dont l'âge est inconnu. Le calcaire jurassique se prolonge en Roumanie par La Strunga, mais en même temps son substratum devient visible. Ce sont des micaschistes dirigés vers le S.W. qui, au nord, forment une étroite bordure au pied des hautes montagnes jurassiques, mais qui, en Roumanie, d'après G. Stefanescu, s'élargissent et constituent, accompagnés de schistes amphiboliques, la masse du *Monte Leota;* au sud-ouest, ils disparaissent à leur tour comme le calcaire jurassique.

A l'ouest du chaînon du Monte Leota apparaît une nouvelle zone de calcaire jurassique et de dépôts crétacés, à laquelle appartient notamment le massif escarpé du Königstein; elle s'adosse contre la bordure orientale de la chaîne de Fogaras, qui sépare la Transylvanie de la Roumanie et qui est constituée par des roches anciennes. Près de la base septentrionale du Kœnigstein, Herbich décrit de larges affleurements crétacés, orientés N.-S., où les couches sont inclinées à l'est; ils constituent toutes les hauteurs inférieures, à partir de la chaîne frontière, au-dessous du col de Törzburg. Ces terrains jurassiques et crétacés se continuent au nord, débordent le contour général des montagnes et forment un long éperon indépendant, qui se détache de l'extrémité nord-orientale de la chaîne-frontière en s'avançant vers le nord : ce sont les *monts Persány*.

Les monts Persány représentent un pli orienté presque N.-S., coupé perpendiculairement par l'Alt, et dans l'axe duquel, au-dessous du Jurassique, on aperçoit le Trias et même, au sud, les

micaschistes. Herbich a montré que les terrains mésozoïques de la bordure orientale de la chaîne-frontière se prolongent dans le pli des monts Persány; s'il en est ainsi, les pointements de terrains anciens des monts Persány doivent être considérés comme une simple continuation de la chaîne-frontière elle-même, fortement infléchie vers le nord. Cette manière de voir est conforme aux faits, comme la structure de la chaîne-frontière va nous le montrer immédiatement.

En attendant, constatons ceci : Le grand arc moldave, formé de micaschistes, a disparu dans les monts de Czik. Sa zone extérieure, triasique et jurassique, avait déjà disparu précédemment. La grande zone de Flysch des Carpathes a tourné vers le sud-sud-ouest ou le sud-ouest et s'est évanouie avant d'atteindre la Dimbovitsa. Une chaîne jurassique et, plus en arrière, la chaîne de schistes anciens du Monte Leota, entre le col de Tömös et celui de Törzburg, ont apparu en dedans de la zone de Flysch, avec une orientation S. S. W. ou S. W., et ont disparu également dans la direction du S. S. W. Puis la chaîne jurassique du Königstein et les monts Persány ont apparu à l'ouest de ces chaînes et également disparu dans la direction du S. S. W.; mais les percées de micaschistes de ces montagnes semblent se prolonger dans l'angle nord-oriental de la chaîne-frontière, et c'est cette chaîne que nous devons maintenant considérer de plus près. —

La chaîne de Fogaras, ou *chaîne-frontière de la Transylvanie et de la Roumanie*, suit, si l'on en juge par le relief extérieur, la direction de l'E. à l'W.; mais, il y a quelque temps, M. Béla de Inkey, qui a étudié la structure de la partie située à l'ouest du col de la Tour Rouge, où passe la vallée transversale de l'Alt, a bien voulu attirer mon attention sur un fait très remarquable : c'est que la chaîne en question se compose de plusieurs plis, qui s'écartent en divergeant vers l'ouest[1].

Déjà l'intéressante description que Primics a donnée de la partie de la chaîne comprise entre la Dimbovitsa et l'Alt permet nettement

1. Cette importante observation a été publiée depuis par B. von Inkey, *Geotektonische Skizze der W. Hälfte des ungarisch-rumänischen Grenzgebirges* (Földtani Közlony, XIV, 1884, p. 116-121). [Voir aussi B. von Inkey, *Die Transsylvanischen Alpen vom Rotenturmpasse bis zum Eisernen Tor* (Mathem. u. naturwiss. Berichte aus Ungarn, IX, 1892, p. 20-54, carte schématique, pl. I). Tout récemment, L. Mrazec a cherché à montrer qu'il existe dans la chaîne de Fogaras des intercalations nombreuses de terrains paléozoïques fortement métamorphisés, et discordants à la fois par rapport au soubassement archéen et à la couverture mésozoïque (*Considérations sur la zone centrale des Carpathes Roumaines*, Bull. Soc. Sc. Phys. de Bucarest, 1895, n° 5-6).]

de reconnaître combien peu la structure correspond ici avec l'aspect extérieur.

D'après Hauer et Stache, dans la partie orientale de la chaîne, où le gneiss joue un rôle important[1], la direction est N.E.-S.W. Un peu plus au sud-ouest, mais dans le même alignement, sur la Papusa, c'est-à-dire au coude supérieur de la Dimbovitsa, à l'ouest du massif mésozoïque du Königstein et à peu près à la moitié de la largeur de la chaîne, commence, d'après Primics, une longue bande de gneiss qui, se dirigeant au S. W., traverse en biais les montagnes. Elle atteint, encore assez à l'est de l'Alt, la bordure méridionale, qu'elle continue ensuite à former sur une grande étendue, flanquée de sédiments éocènes, jusqu'au delà de l'Alt (*Gn*, fig. 95).

En même temps apparaissent dans le nord du massif un grand nombre de bandes de calcaire schisteux et de marbre à trémolite, ainsi que des roches à staurotide et à grenat et des schistes amphiboliques, qui constituent l'axe orographique, sans toutefois suivre la direction de la zone gneissique.

La carte de Primics nous apprend qu'au nord-est ces traînées, qui rappellent par tant de traits certaines roches du Saint-Gothard, s'incurvent fortement vers le nord, c'est-à-dire suivant une direction qui les fait rentrer dans l'orientation des monts Persány, tandis qu'à l'ouest elles suivent la direction E.-W. et, par conséquent, dans la vallée transversale de l'Alt, sont déjà très éloignées de la bande de gneiss[2].

Dans le fond de cette vallée transversale, près du confluent du Lotru et de l'Alt, il existe un grand lambeau de Flysch pincé dans un synclinal; ce n'est probablement qu'un dernier reste de l'ancienne couverture éocène, dont on connaît des traces sur la bordure septentrionale et surtout sur la bordure méridionale, où elles constituent même des hauteurs isolées jusque auprès du Jiu (Zsil), à l'est de Targu Jiu[3].

Nous arrivons maintenant aux montagnes qui bordent la rive droite de l'Alt, et nous suivons les données d'Inkey.

1. Hauer und Stache, Ouvr. cité, p. 264, 265.

2. G. Primics, *Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges* (Mittheil. aus d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Anstalt, VI, 1884, p. 283-315, carte); voir aussi G. Stefanescu, *Mem. rel. la Geol. Judet. Argesiu* (Ann. Biur. geol., Bucuresci, n° 2, 1884, p. 115-147).

3. Au nord, il faut y rattacher la localité fossilifère de Porcesesd, à l'entrée de l'Alt dans la vallée transversale ; au sud, G. Stefanescu a trouvé des nummulites près de Salatruca, à l'est du débouché de l'Alt.

La bande septentrionale, où le calcaire abonde, se recourbe vers le N. W., perd son importance orographique et forme la lisière

Fig. 95. — Inflexion des chaînes sur le Bas Danube. — Échelle de 1 : 3.000.000 environ.

Gn = Bande gneissique de la chaîne frontière ; A = Archéen et Granite ; *p* = Terrains paléozoïques ; *m* = Terrains mésozoïques ; t_1 = Éocène.

extérieure des monts de Mühlbach (Szasz-Sebes). Nous l'appellerons la *chaîne de Fogaras*.

Un synclinal fortement écrasé vient ensuite ; de Kineni, sur l'Alt, il s'élève dans la direction de l'ouest, forme la haute et longue crête des montagnes et se termine à la rivière Streiu.

Un autre groupe de plis, moins bien caractérisé sur l'Alt, vient se

rattacher dans la direction de l'ouest à un grand anticlinal qui, au mont Turcsino, reporté vers le sud par une brusque inflexion en forme d'S, constitue le massif principal des monts Páring, le mont Mandra (2 520 mètres). Ce rameau, en particulier vers l'ouest, présente une tendance à dévier vers l'W.S.W. C'est la *chaîne du Mandra.*

Nous voici arrivés sur l'Alt, près du confluent du Lotru, au lambeau de Flysch et en même temps à la bande méridionale de gneiss. Celle-ci ne se présente pas à l'état de chaînon élevé. Au mont Cozia, encore sur la rive gauche de l'Alt, elle apparaît sous la forme d'une voûte, s'abaissant brusquement vers le nord et en pente douce vers le sud; elle forme le pied méridional des monts Páring, mais on n'aperçoit plus ici que la moitié septentrionale de la voûte, la moitié méridionale a disparu sous la plaine. Nous l'appelons la *chaîne du Cozia.*

Les lambeaux de calcaires mésozoïques qui interviennent alors ne laissent aucun doute sur la suite du tracé. La chaîne du Mandra, qui se prolonge de l'autre côté de la vallée transversale du Jiu [Zsil] par les monts Strásza, orientés S.W., et forme par conséquent la bordure méridionale de la vallée du (Zsil) valaque, est accompagnée au delà de la ligne de partage des eaux par des lambeaux mésozoïques de ce genre, qui suivent la vallée de la Cerna sur une grande distance, dans la direction du S.W. et du S.S.W., et atteignent enfin les environs d'Orsova en prenant la direction N.-S. Ainsi donc, alors que la chaîne de Fogaras court au N.W., la chaîne du Mandra se recourbe vers le S.W. et le S.S.W., dans la direction d'Orsova. La chaîne du Cozia fait de même, mais elle disparaît bientôt sous la plaine.

Mais, tandis que les rameaux montagneux s'écartent ainsi les uns des autres, les monts Retiezat viennent s'insérer comme un coin dans l'intervalle, en séparant la haute vallée du Zsil de la « baie » du Streiu. Inkey considère le Retiezat comme un *pli de substitution;* il place le centre de divergence des rameaux à peu près sur la ligne de partage entre le Zsil valaque et la Cerna, et ajoute qu'à partir de la « Triple Frontière » on voit l'orientation des chaînes passer de l'W. à l'W.N.W.

L'importance des observations d'Inkey apparaît au premier coup d'œil, lorsqu'on examine la carte géologique du Nord-Ouest de la Valachie dressée par Drâghicénu [1]. La Cerna constitue en réalité une vraie vallée longitudinale : c'est un des rares traits qui,

1. M. M. Drâghicénu, *Carta geologica a Judetului Mehedinti*, petit in-fol., 1882.

en cette région, dans les formes extérieures du sol, correspondent à sa structure intime. Nous entrons avec elle dans la série si remarquable de chaînons que le Danube traverse entre Ó Moldova et les Portes de Fer. Ils ont été dans le cours de ces dernières années l'objet de nombreuses recherches, de la part de Kudernatsch, Schlönbach, Tietze, puis de Hoffmann, Böckh, Halaváts, Roth, etc., recherches dans le détail desquelles je n'ai point l'intention d'entrer.

La connaissance de leur prolongement sur le territoire roumain permet d'embrasser dans un coup d'œil d'ensemble, beaucoup plus complètement qu'auparavant, le plan d'après lequel est construit ce curieux massif montagneux. Nous ferons totalement abstraction pour le moment des nombreuses manifestations volcaniques — éruptions et intrusions — dont la région a été le théâtre.

On désigne ordinairement ce massif sous le nom de *Montagnes du Banat*. En avant, s'élèvent à l'ouest quelques hauteurs de gneiss et de micaschiste émergeant de la plaine hongroise, comme les monts Lokva, près du Danube, entre Weisskirchen (Fehertemplon) et Moldova, la chaîne de Versecz, les hauteurs au sud de Dognácska, etc. Nous n'en tiendrons pas compte ici et nous ferons commencer les montagnes du Banat à une ligne presque méridienne, tracée d'Alibeg, à l'est, d'Ó Moldova sur le Danube, jusqu'un peu à l'est de Resicza au nord. Vers l'est, elles s'étendent jusqu'à Gura Vau, sur le Danube, en amont de Turnu Severinu, puis elles forment dans la direction du nord-est la bordure de la plaine roumaine.

On y observe un soubassement archéen, puis une longue série de terrains sédimentaires, comprenant divers étages depuis le Carbonifère supérieur jusqu'au Crétacé supérieur, et où les calcaires prédominent ; la série néanmoins n'est pas complète, en particulier on n'y a pas encore trouvé de couches représentant le Trias[1]. Le Lias contient de la houille. Tout le massif se décompose en une succession de bandes, où le soubassement archéen alterne avec les calcaires, disposés en coins. A la limite entre les deux formations, on constate qu'il y a tantôt superposition régulière, tantôt pli simple ou renversement, tantôt enfin, fracture, ce qui semble être le cas le plus fréquent. En général, les bandes sont plus larges à l'ouest qu'à l'est. Elles ne sont point parallèles ; celles de l'est dessinent un arc se recourbant au sud-ouest, celles de l'ouest au con-

[1. L'existence de ce terrain dans le Banat est maintenant certaine. J. Böckh y a signalé en effet des Daonelles et des Céphalopodes caractéristiques : *Balatonites*, *Ptychites*, etc. (*Das Auftreten von Trias-Ablagerungen bei Szász-Kabánya*, Földtani Közlöny, XVIII, 1888, p. 280-294).]

traire sont plus droites et se rapprochent davantage de la direction du méridien. Aussi se coupent-elles de façon à former des angles aigus sur le cours inférieur de la Cerna et dans les environs de Mehadia.

Considérons d'abord la partie orientale.

La première bande, d'après la carte de Drâghicénu, n'est représentée que par deux lambeaux allongés de calcaire, accompagnant à la lisière de la plaine tertiaire récente l'arc qui les avoisine à l'ouest.

La seconde bande est archéenne : elle surgit isolément au-dessus de la plaine, à l'est du haut Motru, et se dirige au sud-ouest vers le Danube.

La troisième est calcaire : d'après les indications de G. Stefanescu, elle commence non loin du pied des montagnes, à Dobritza, sur le haut Suchodol, et, après une courte interruption, dessine un arc qui, par Baia de Arama, atteint le Danube à Verciorova.

La quatrième bande, constituée par des roches archéennes, est rétrécie au nord de Baia de Arama ; elle englobe la rivière Bahna et, peu de temps avant d'atteindre le Danube, son bord occidental croise le cours inférieur de la Cerna, en amont d'Orsova le Vieux.

C'est alors qu'apparaissent les recoupements dont nous avons parlé. Une grande traînée de calcaire, correspondant à la cinquième bande, atteint la septième sur la rive gauche de la Cerna et arrête ainsi la sixième, qui n'est autre que la grande chaîne archéenne que nous avons suivie à l'état d'anticlinal, sous le nom de chaîne du Mandra, depuis l'Alt jusqu'au sommet des monts Páring, et qui ensuite borde au sud le Zsil valaque. Plus loin, les recoupements se multiplient, et nous ne pouvons les suivre dans le détail. Viennent ensuite à l'ouest la large bande archéenne qui s'étend de Karansebes au Danube, bande dans laquelle est entaillé le bassin d'effondrement de l'Almás et que nous désignerons sous le nom de zone de l'Almás, et enfin la bande la plus occidentale, la large zone calcaire de Steyerdorf.

Ce curieux massif est coupé transversalement par le Danube qui y a creusé la vallée d'érosion la plus formidable de l'Europe. Le fleuve impétueux se resserre au fond d'étroits défilés, puis franchit en écumant les rochers qui barrent son cours, pour s'étaler ensuite dans de larges « bassins » et se précipiter sur de nouveaux écueils. Sept cataractes, correspondant à autant de barrières rocheuses, interrompent le lit du Danube ; ces barrages successifs sont formés par du granite ou du gneiss, du gabbro, des grès liasiques ou des calcaires blancs jurassiques, suivant la nature

des bandes qui, à travers le fleuve, se dirigent vers la Serbie[1].

Nous ne possédons aucun levé géologique continu de la partie adjacente de la Serbie[2], bien que le fait que les gîtes métallifères du Banat se poursuivent jusque dans ce pays en même temps que les montagnes elles-mêmes y ait attiré depuis longtemps des explorateurs compétents. Les plus précieuses indications sont contenues dans les itinéraires de Herder et dans un intéressant rapport, dû à Tietze[3]; si l'on veut se contenter de suivre l'allure des bandes archéennes et des bandes calcaires, ces points de repère suffisent, du moins, pour fixer quelques résultats généraux.

D'abord, il est certain que la zone calcaire de Steyerdorf se prolonge très loin en Serbie ; Tietze l'a reconnu à Majdanpek et sur le Stol, et ces deux localités appartiennent à sa bordure orientale ; d'après Andrée, la bordure occidentale passe aux environs des mines de Kučajna[4]. A partir de là, la bande calcaire, vraisemblablement dédoublée, et dans tous les cas très réduite en largeur, se dirige vers le S. E. par le Rtanj et atteint l'Ozren au-dessus d'Aleksinac, comme nous l'apprend Herder.

La bande archéenne de l'Almás, la plus large de toutes, traverse le Danube, occupe tout l'espace compris entre Milanovac et Majdanpek, se dirige vers le Deli Jovan au sud-est et doit se relier près de là à une autre bande venant de l'est; on retrouve les mêmes roches au sud, à Zaječar.

Les arcs orientaux ne nous sont connus jusqu'ici en Serbie que d'une façon incomplète. Ils paraissent avoir tous disparu à l'ouest de Negotin[5].

[1. F. Toula, *Über den Durchbruch der Donau durch das Banater Gebirge* (Schriften des Vereines z. Verbr. naturwiss. Kenntn., XXXIII, Wien, 1896, p. 237-296, 5 pl., carte géol.).]

[2. Depuis que ces lignes ont été écrites, J. M. Žujović a fait paraître une carte géologique générale de la Serbie, qui confirme la plupart des indications données par M. Suess (*Geologische Übersicht des Königreiches Serbien*, Jahrb.k. k. Geol. Reichsanst., XXXVI, 1886, p. 71-126, pl. I; *Géologie de la Serbie* (en serbe), in-4°, Belgrade, 1893, pl. III).]

3. S. A. W. Freih. von Herder, *Bergmännische Reise in Serbien*, in-8°, 1846, p. 43 et suiv.; E. Tietze, *Geologische Notizen aus dem nordöstlichen Serbien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XX, 1870, p. 597).

4. Th, Andrée, *Die Umgebung von Majdan-Kucaina in Serbien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXX, 1880, p. 12, pl. I).

5. On retrouve le calcaire à Gamsigrad, au nord-ouest de Zaječar, mais un large massif ancien, rencontré par Herder le long du petit Timok, laisse soupçonner qu'en ce point la bande calcaire se dédouble et qu'une nouvelle bande archéenne fait son apparition. Herder et Tietze ont montré que la vallée de la Porečka au sud-est de Milanovac est accompagnée par une bande calcaire orientée N.-S. La haute croupe du Strbec, à l'est de Mosna, peut être considérée comme un prolongement des arcs roumains; elle est formée de micaschistes et sur sa crête existeraient des calcaires. Herder signale

Si l'on envisage dans son ensemble la disposition des différents éléments dont se composent les montagnes du Banat et leurs prolongements probables au sud, on voit nettement les bandes orientales, les bandes roumaines, orientées N.E.-S.W., plus étroites et plus fortement incurvées, se couper l'une après l'autre et disparaître soit au nord du Danube, soit à peu de distance au sud du fleuve; tandis que les bandes occidentales, plus larges et plus étalées, se prolongent au loin en Serbie et passent peu à peu de la direction S.S.W. ou S. à la direction S.S.E. ou S.E[1].

De même que la grande zone de Flysch des Carpathes, puis la

Fig. 96. — Schéma montrant la disposition des lignes directrices dans les Carpathes et les Balkans.

masse du Monte Leota, et enfin la chaîne gneissique du Cozia, orientées constamment S.W. ou S.S.W., ont plongé sous la plaine, de même que la longue chaîne du Mandra a été coupée et arrêtée enfin sur la Cerna inférieure, — ainsi disparaissent les arcs roumains de montagnes du Banat, orientés S.W., S.S.W. ou S.

On voit sans cesse, depuis le col de Tömös, de nouveaux éléments orographiques apparaître à l'ouest pour disparaître bientôt après, et seules les bandes les plus occidentales du Banat arrivent

encore des micaschistes dans la dépression qui s'étend à l'ouest de Brza Palanka, mais sur la route qui va de Negotin aux montagnes, il n'a rencontré que du « calcaire conchylien horizontal »; il s'agit manifestement des couches sarmatiques.

1. La disposition générale de l'arc ressort déjà avec une certaine netteté sur la carte de Toula, *Geologische Uebersichtskarte der Balkan-Halbinsel* (Petermanns Mitteil., XXVIII, 1882, pl. XVI).

à accomplir une conversion complète vers le S.S.E. et le S.E. *L'ensemble montagneux qui, à partir du sud-est de la Transylvanie, entoure la plaine du Danube et se prolonge dans l'est de la Serbie, a été soumis à une torsion générale.*

Dans les failles de torsion, surtout dans celles des bandes externes et principalement à la limite des bandes archéennes et des bandes calcaires, ont été injectées en un grand nombre de points des roches éruptives désignées sous le nom de syénites, de timazites, de banatites, ou plus généralement sous celui de diorites. Quelle que soit la dénomination adoptée, et dût-on avec un des savants les plus compétents en la matière, G. vom Rath, faire ressortir la ressemblance de ces roches avec la tonalite de l'Adamello[1], il reste certain dans tous les cas qu'elles ont modifié les calcaires crétacés au contact et se sont constitué une ceinture de gîtes métallifères; elles sont donc plus récentes que le terrain crétacé. Leur grande extension vers le sud est certaine : les premiers échantillons qui en aient été décrits avec quelque précision, la *timazite* de Breithaupt, proviennent en effet de la région de Zaječar en Serbie. G. vom Rath nous décrit avec étonnement ces « montagnes entières de grenat », qui se sont formées au contact. La ligne la plus importante a été représentée dans la figure 37 (ci-dessus, p. 209) et la manière dont cette traînée d'injections se détache au nord de la zone calcaire, en formant un angle très aigu, est bien en harmonie avec les caractères distinctifs d'une faille de torsion.

Mais revenons à la direction des diverses bandes. Nous ne les avons considérées jusqu'ici que comme de simples éléments tectoniques du massif, mais leur structure propre est souvent très complexe. Kudernatsch a montré que la partie nord de la zone calcaire de Steyerdorf est traversée par deux voûtes redressées qui s'orientent S.S.W., ou plutôt par « deux boursouflures de l'écorce terrestre, dont l'axe longitudinal s'est entr'ouvert » et dont la bordure orientale est renversée; dans la partie sud, Böckh a décrit en détail de grandes failles longitudinales : la limite orientale du calcaire y jalonne même une faille principale, qui fait buter le terrain crétacé contre le granite.

Hauer et Tietze ont montré de même, que la bande sédimentaire de la rivière Sirinnia, située près du bord oriental de la zone archéenne de l'Almás, a été chevauchée vers l'est[2]. Dans

1. G. vom Rath, *Vorträge und Mittheilungen* (Sitzunsgsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur. u. Heilkunde zu Bonn, séance du 13 janvier 1879, p. 39).

2. J. Kudernatsch, *Geologie des Banater Gebirgszuges* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien,

tous ces exemples, il ne saurait être question d'un simple plissement, comme celui du Jura : il s'agit en réalité de ces phénomènes complexes de fracture, de crevassement et d'écrasement, qui doivent avoir été la conséquence d'une torsion énergique. Les chevauchements répétés vers l'est correspondent à la direction de ce mouvement tournant.

Retournons maintenant vers le sud.

En suivant la bande calcaire par delà le Rtanj et l'Ozren, ainsi que les terrains anciens jusqu'à Zaječar, nous avons atteint les limites de la région qui nous a été ouverte par les travaux si étendus de Toula sur le Balkan occidental. Ces travaux nous ont révélé la grande extension au nord-ouest des roches archéennes des Balkans, par le Balkan d'Etropole et celui de Berkovica, jusqu'au voisinage immédiat d'Adlje et de Zaječar; ils se raccordent à l'ouest aux levés de Žujović, qui s'étendent jusqu'à Kuršumlja[1]. Le résultat se lit sur la carte : on voit que la zone calcaire de Steyerdorf, qui passe à l'ouest par le Rtanj et l'Ozren et qui à l'est est peut-être accompagnée d'un chaînon secondaire, vient se rattacher à la large zone calcaire de Pirot, comme Boué l'avait reconnu et comme Toula l'a confirmé[2]. On voit en outre que la bande

XXIII, 1857, p. 39 et suiv.); J. Böckh, *Geologische Notizen von der Aufnahme d. J.* 1881 *im Comitate Krassó-Szörény* (Jahresber. k. ungar. geol. Anstalt, 1881, p. 8); F. von Hauer, *Kohlenvorkommnisse von Berszaszka* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1870, p. 167-168); E. Tietze, *Geologische und palaeontologische Mittheilungen aus dem S. Theile des Banater Gebirgsstockes* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XX, 1872, p. 94-99).

1. En particulier F. Toula, *Grundlinien der Geologie des westlichen Balkan* (Denkschr. Akad. Wien, XLIV, 1881, Abth. 2, p. 1-56, carte); *Geologische Untersuchungen im westlichen Theile des Balkan*, X, *von Pirot nach Sofia* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXXVIII, 1883, p. 1279-1348, carte). Pour la région du Balkan située plus à l'est, voir le rapport préliminaire du même auteur dans Anzeig. Akad. Wien, 23 oct. 1884, p. 197-202. Voir aussi J. M. Žujović, *Matériaux pour la géologie du royaume de Serbie* (en serbe), I, in-8°, Belgrade, 1884, carte. [Depuis 1885, F. Toula a poursuivi ses études sur la géologie des Balkans en les étendant, du côté de l'est, à la chaîne entière, jusqu'à la mer Noire (voir ses *Geologische Untersuchungen im Centralen Balkan*, I, II (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Cl., LV, 1889, Abth. II, p. 1-108, 9 pl., 1 carte géol.); Idem, *Petrographischer Theil, von* A. Rosiwal (Ibid., LVII, 1890, p. 265-322, 3 pl.), *Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan und in den angrenzenden Gebieten* (Ibid., LVII, 1890, p. 323-400, 7 pl.); *Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan und abschliessender Bericht über seine geol. Arbeiten im Balkan* (Ibid., LXIII, 1896, p. 277-296, 1 carte géol.); *Reisen und geol. Untersuchungen in Bulgarien* (Schriften d. Vereines z. Verbr. naturwiss. Kenntn. Wien, XXX. Jahrg., Heft 16, 1890, 144 p., carte géol. générale à 1 : 1.600.000.); voir aussi J. M. Žujović, *Esquisse géol. des Balkans* (Annales géol. de la Péninsule balkanique, III, 1891, p. 218-242, avec la même carte géol.); A. de Lapparent, *La structure et l'histoire des Balkans, d'après* M. Franz Toula (Revue générale des Sc., VII, 1896, p. 502-509).]

2. « C'est cette bande de roches crétacées qui, orientée du S.E. au N.W., vient de Bulgarie, traverse la Serbie orientale, le pays situé à l'est de la Morava inférieure, qui forme la limite occidentale, atteint le Danube et s'y relie à la bande sédi

archéenne de l'Almás, unie à des chaînes qui viennent s'y adjoindre du côté de l'est, atteint la zone archéenne des Balkans, de telle manière que la zone principale forme au sud-est le Balkan de Saint-Nicolas et le Balkan de Berkovica et accomplit enfin dans le Balkan d'Etropole la conversion complète qui le fait passer de S.E. à E.-W., c'est-à-dire à l'orientation normale de la chaîne maîtresse des Balkans. En même temps, aux collines de micaschiste que nous voyons en Hongrie à l'ouest de la chaîne calcaire, dans les monts de Versecz et de Lokva, correspondent comme situation les micaschistes de Krusevac, les schistes anciens à l'ouest du Rtanj, près d'Aleksinac, jusqu'à Niš (Nich) et à l'ouest de Pirot.

Le rattachement des Carpathes aux Balkans s'opère par une torsion générale dans la direction des chaînes. —

L'encadrement de la dépression roumaine rappelle fort la bordure en forme d'arc, dessinée autour de la Méditerranée occidentale par ce rameau éloigné des Alpes qui va de l'Afrique du Nord, par le rocher de Gibraltar, jusqu'à la Cordillère Bétique. L'analogie est d'autant plus grande que là, le détroit de Gibraltar est d'une importance considérable pour la constitution physique d'une partie fort étendue de la surface terrestre et qu'ici, la vallée du Danube joue un rôle décisif pour l'écoulement des eaux d'une bonne partie de l'Europe centrale, sans cependant que ni l'une ni l'autre de ces coupures transversales ait été marquée d'avance dans le dessin de ces montagnes. Cette ressemblance pourtant est toute superficielle. Dans la Méditerranée occidentale, le plissement des terrains est dirigé vers l'extérieur; quant aux profondeurs de la mer, elles marquent un effondrement analogue à celui des Carpathes septentrionales. Ici, c'est l'inverse qui se produit. La torsion a fait disparaître l'une après l'autre les différentes bandes montagneuses, et les Balkans se montrent coupés de failles sur le versant méridional, tandis que leur ceinture sédimentaire s'incline au nord vers la plaine. La Méditerranée occidentale est bordée par le côté interne d'une chaîne, la plaine de Roumanie par le côté externe. Aussi la Méditerranée présente-t-elle sur sa bordure des volcans récents, entre autres au cap de Gata, qui indiquent des affaissements locaux ou annoncent la région des cassures bordières. Une semblable couronne de pointements éruptifs manque à la plaine roumaine, et Toula a montré qu'il existe au contraire une ligne transversale de hauteurs basaltiques dirigée de Sistov [Sištov] vers le sud.

mentaire orientale des montagnes du Banat, comme cela ressort déjà de la représentation que Boué nous a donnée dans sa carte manuscrite » (Toula, *Grundlinien, etc.*, p. 40).

C'est cette torsion qui explique aussi la structure des Balkans. La manière dont ils viennent se relier aux chaînes avoisinantes, du côté du nord-ouest, le prouve clairement. On a signalé dans le Balkan de Berkovica des schistes mouchetés, comme on en trouve habituellement dans les zones de contact volcanique, et Toula ne manque pas de relever l'analogie de certaines roches éruptives, par exemple dans la trouée de l'Isker, avec les banatites. Sur ces massifs occidentaux du Balkan s'appuie au nord une zone sédimentaire. Près de Rabiš et de Belogradčik, où elle commence, on trouve sur un étroit espace des couches permiennes, triasiques, tithoniques et crétacées. Plus à l'est les dépôts crétacés augmentent très rapidement de largeur, ils forment en entier le rebord externe de la chaîne extérieure et le fond de la dépression, si bien qu'ils sont déjà visibles sur les rives du Danube au confluent de l'Isker. Cette couverture sédimentaire est la contre-partie de la zone crétacée des Carpathes, que nous avons vue, au nord, disparaître en profondeur : sous l'effet de la torsion, elle sort insensiblement de dessous la plaine, à partir de Belogradčik, en présentant la forme d'une surface gauche. En certains endroits, elle se montre affectée de plis longitudinaux, mais elle n'est nulle part renversée. Elle est suivie au sud par une zone peu développée de sédiments mésozoïques anciens, appartenant surtout au Jurassique, puis par une bande plus réduite encore de terrains paléozoïques, et enfin par la zone cristalline des Balkans.

Avec ces roches nous atteignons la zone de fractures si remarquable qui, d'après Hochstetter, suit tout le bord méridional des Balkans depuis Pirot jusqu'au cap Éminé, sur la mer Noire. Cette zone de fractures est longue de 450 kilomètres, elle recoupe les terrains les plus divers et est jalonnée par de nombreuses sources thermales, ainsi que par de longues traînées de roches éruptives[1]. Néanmoins, Fritsch a fait remarquer, non sans raison, que les conditions d'altitude des roches sédimentaires ne permettent pas d'admettre ici une grande « faille » ; j'estime également que cette dénomination ne conviendrait pas, dans l'espèce[2]. Mais cette zone de fractures, en se recourbant vers Pirot, dans sa partie occidentale, vient s'emboîter exactement dans le groupe des grandes lignes de

1. Hochstetter indique les points suivants : Mesembria [Misivria], Aitos, Karnabat, Sliven [Slivno], Kazanlyk, Kalofer, Karlovo, Zlatica, Pirot (*Die geologischen Verhältnisse des östlichen Theiles der europäischen Türkei*, Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XX, 1870, p. 399).

2. C. von Fritsch, *Beitrag zur Geognosie des Balkan* (Vortrag, gehalten in der Naturforschen Gesellschaft zu Halle, 15 nov. 1879, p. 9 et 10).

torsion, et on ne saurait dire à quelle ampleur ont pu atteindre les dislocations que ce grand changement de direction des chaînes a fait naître. —

Jusqu'ici nous n'avons parlé que de la chaîne maîtresse des Balkans. A l'ouest de Sofia, sur le versant nord du Vitoša, s'élève la masse andésitique des monts Lilin et Visker, et en ce point la grande bande calcaire de Pirot se bifurque. L'une des branches, d'après les indications précises données par Hochstetter, descend à l'ouest du Vitoša pour gagner le Kara Sou dans la direction de Kustendil et de Dupnica; nous ignorons jusqu'où elle se prolonge. Au Vitoša même commence une longue traînée de massifs syénitiques, qui court d'abord parallèlement à la bordure méridionale de la chaîne principale des Balkans, puis s'infléchit davantage vers le S. E. Hochstetter considère ces noyaux comme « franchement éruptifs » et range parmi eux les massifs de Samakovo, dans l'Istrandza [Strandža], de Bouyouk Derbent, sur la rive gauche de la Tundža, et de Vakuf [Vakovo], sur la rive droite de cette rivière, celui de Trnovo sur la Marica [Maritsa], celui de Philippopoli, le noyau de syénite, riche en fer magnétique, du mont Zlakuca sur l'Isker, enfin le puissant massif syénitique du Vitoša. Cette remarquable traînée de pointements syénitiques, longue également de 450 kilomètres environ, est sans doute en rapport avec la grande torsion; c'est là un fait qui paraît indéniable, en dépit des lacunes actuelles que présentent les observations; le Vitoša encore, à son extrémité occidentale, se projette vers le N. W., dans le sens du grand tournant[1]. —

Jetons maintenant encore un coup d'œil sur les terrains récents. L'Éocène paraît s'être déposé transgressivement sur la chaîne-frontière de la Transylvanie, mais, aux bords du Lotru, il se montre cependant froissé par suite de mouvements orogéniques ultérieurs. En fait de dépôts plus récents[2], le premier que l'on connaisse avec certitude à l'intérieur de la région où se produit la torsion est le second étage méditerranéen; on ne le voit que près de Pleven [Plevna] où, d'après C. von Fritsch, il repose directement sur le terrain crétacé[3]. Vient ensuite l'étage sarmatique, dont

[1. Voir L. Dimitrov, *Beiträge zur geol. und petrogr. Kenntniss des Vitoša-Gebietes in Bulgarien* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, mathem-naturw. Cl., LX, 1893, p. 477-530, carte géol., 3 pl.).]

[2. F. Toula a observé près de Sliven, contre le pied méridional de la chaîne des Balkans, une bande de dépôts oligocènes marins qu'il considère comme s'étant formés dans un golfe s'ouvrant, selon toute probabilité, vers l'est (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien., LXIII, 1896).]

[3. Il en est de même, d'après Žujović, auprès de Negotin (*Esquisse géol. du*

les couches horizontales vont buter contre les arcs intérieurs, puis la série des dépôts plus récents, qui ne sont plus d'origine marine et se montrent principalement dans le Nord de la Roumanie. —

Les Balkans possèdent, comme nous l'avons vu, une large bordure de terrains sédimentaires, en grande partie crétacés, qui vont en s'abaissant vers le nord. Toutes les zones intérieures disparaissent à l'est sous la masse éruptive de Bourgas; le cap Eminé est formé par du calcaire crétacé. La Craie inférieure se présente comme en Crimée avec le faciès carpathique, c'est-à-dire avec le faciès de l'Europe méridionale; la Craie supérieure, au contraire, ressemble à celle de l'Europe septentrionale, comme dans la Crimée également. Puis vient, près de Varna, comme en Crimée, le calcaire nummulitique, resté horizontal il est vrai, et la présence d'affleurements sporadiques du deuxième étage méditeranéen, de même que la grande extension des dépôts sarmatiques, rappellent également la Crimée[1]. Cette partie de la succession des couches est donc en parfaite harmonie; et, autant du moins que la succession des couches peut être considérée, en général, comme un indice de continuité tectonique, elle montre que c'est en Crimée qu'il convient de chercher le prolongement des Balkans.

Le Jurassique supérieur, qui apparaît sous le Néocomien, semble aussi se rapprocher de celui de la Crimée. D'autre part, on ne connaît pas encore aujourd'hui dans les Balkans de discordance sous le Néocomien, pas plus qu'on n'y observe un développement notable de schistes liasiques. Par contre, on y voit apparaître des termes plus anciens, nettement reconnaissables, de la série sédimentaire, que l'on ne retrouve ni en Crimée, où d'ailleurs le soubassement du Lias est invisible, ni dans le Caucase. En outre, au nord de la ligne hypothétique de raccordement, se présentent les monts de Matchin, dont la direction est tout autre, et où la succession des couches, caractérisée par un développement important du Trias marin, est aussi très différente.

Quoi qu'il en soit, la concordance est si complète au point de vue de l'allure des couches, de l'orientation des accidents et de la succession des terrains supérieurs au Jurassique, que je n'hésite pas, jusqu'à plus ample informé, à me rallier à l'hypothèse proposée

Royaume de Serbie (en serbe), Annales géol. Péninsule balkanique, I, 1889, p. 92 et suiv.).]

[1. F. Toula a montré que, dans les Balkans, les terrains crétacés et éocènes affectent le faciès du Flysch, «jouant, relativement aux roches crétacées, de tout autre caractère, qu'on voit sous le plateau bulgare, le même rôle que les grès carpathiques relativement au Crétacé de la Galicie » (A. de Lapparent).]

par Spratt, E. Favre et Lagorio, d'une ancienne continuité entre les Balkans et la Crimée.

On ne doit pas oublier toutefois que les Balkans, dans les plis de leur zone septentrionale, si peu importants soient-ils, continuent à montrer des traces de la poussée vers le nord qui est si générale en Europe; l'allure des plis sarmatiques dans les péninsules de Kertch et de Taman, au nord et en dehors des grandes chaînes, indique également un mouvement d'amplitude modérée vers le nord; de même que les plis de la zone septentrionale du Caucase, notamment dans le Daghestan, et enfin que les plis sarmatiques plus extérieurs, au nord de Vladikavkaz.

Néanmoins, sous cette couverture sédimentaire inclinée vers le nord, et parfois aussi plissée vers le nord, le Caucase laisse reconnaître le grand déversement vers le sud qui constitue le trait distinctif de son versant méridional. La chaîne entière forme, comme le dit Abich, un grand pli isoclinal et l'allure du Lias montre que le renversement vers le sud n'a pu se produire avant les temps mésozoïques. Mais le flanc extérieur de ce pli, qui est tourné vers le nord et a dû être originairement une surface plane de sédimentation, supporte cependant une série de dépôts qui ont été poussés vers le nord. On ne connaît dans aucune autre chaîne du globe une manifestation aussi particulière, double en quelque sorte, des mouvements tangentiels; et nous nous trouvons précisément ici dans la région où il y aurait lieu de chercher la limite entre la poussée vers le sud, qui est la forme asiatique, et la poussée européenne, dirigée en sens inverse.

Les faisceaux de l'Iran et du Taurus. — Les chaînes extérieures de l'Iran ne montrent d'indices d'un rebroussement secondaire qu'en un seul point, au détroit d'Ormuz. Les chaînes intérieures se comportent autrement. Le Paropamise[1], avec sa courbure

[1. D'après Griesbach, la série des couches, dans le Paropamise et les chaînes voisines, est la suivante : 1° Calcaire à *Productus* (Carbonifère); 2° Dépôts détritiques à plantes terrestres, analogues au système de Gondwana de l'Inde, avec intercalations marines triasiques (*Halobia*) et jurassiques; 3° Grès rouge (Néocomien); 4° Crétacé, transgressif dans l'est (Calcaires à *Exogyra*, etc.); 5° Nummulitique, dans le Khorassan (Nichapour); calcaires marneux et grès éocènes; 6° Miocène avec gypse et sel, équivalent de la *Gypsiferous Series* de Perse (Bamian, etc.); 7° Couches d'estuaire; 8° Conglomérats, grès et argiles bigarrées (Pliocène continental). Cette succession présente un grand intérêt, comme servant d'intermédiaire entre la série des terrains de l'Himalaya et de l'Inde d'une part, et ceux de l'Arménie et de l'Europe, de l'autre. Les dépôts miocènes marins, qui ont été suivis jusqu'à Kilif, sur l'Oxus, où ils renferment des cérithes, des huîtres et des pectens, se montrent affectés par les plissements de la région; C. L. Griesbach, *Field-Notes from Afghanistan*, N° 3, *Turkistan* (Rec. Geol. Surv. Ind. XIX, 1886,

tournée vers le sud, représente dans le Nord de l'Afghanistan l'arc intérieur, correspondant au segment oriental des arcs extérieurs de l'Iran, mais, en se poursuivant avec une orientation invariable vers le N. W. par le Kiouren Dagh, dans la direction du Caucase, il abandonne complètement la région des plissements iraniens[1]. A sa place apparaît un second arc, qui correspond à la partie occidentale des chaînes de l'Iran, dont la bordure septentrionale enveloppe en même temps la mer Caspienne, mais qui manifeste aussi, comme nous le verrons bientôt, une tendance à prolonger la branche dirigée vers le N.W. Ce second arc est l'*Elbourz*.

Sur la manière dont le Paropamise et l'Elbourz se comportent à leur rencontre, nous possédons quelques indications dignes d'être notées. D'abord, dans le prolongement du Paropamise vers le nord-ouest, viennent les chaînons parallèles, très réguliers, du Khorassan oriental, que Lessar a récemment traversés, et dont les chaînes basses que Sievers a rencontrées sur l'Atrek doivent sans doute être considérées comme les contreforts extrêmes. La partie correspondante du rivage de la Caspienne est occupée par des couches tertiaires riches en pétrole, paraissant jouer ici le même rôle que celles dont nous avons déjà signalé la présence sur les berges du Balkhach. L'Ak-Tepe, au nord de Tchikichliar, sur le bas Atrek, est un volcan de boue[2].

Les chaînons parallèles du Khorassan oriental se sont donc complètement aplanis avant d'atteindre la mer Caspienne, mais au sud se montre un nouveau segment parallèle qui, quoique rattaché à l'Elbourz au point de vue orographique, doit cependant, d'après sa structure, en être séparé.

En effet, des recherches de Tietze sur la structure du Nord de la Perse — recherches qui, avec la description plus ancienne de Grewingk, sont la source principale de nos connaissances sur cette région montagneuse, — il ressort très nettement qu'une chaîne orientée N.W. atteint entre Achref et Asterabad les rivages de la Caspienne, où elle est coupée brusquement. Elle embrasse les hauteurs qui s'étendent sur le versant sud jusqu'à Chahroud et Deh-i-Mollah et

p. 235-267); N° 5. *To accompany a geological Sketch Map of Afghanistan and North Eastern Khorassan* (Ibid., XX, 1887, p. 93-103, carte).]

[1. Voir la note de la page suivante.]

2. P. M. Lessar, *Bemerkungen über Transkaspien und die benachbarten Landstriche* (Petermanns Mitteil., XXX, 1884, pl. XI). C'est dans les plus septentrionales de ces chaînes qu'ont été trouvées les ammonites du Crétacé inférieur signalées par Neumayr (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1881, p. 325). — G. Sievers, *Die Russische militärische Expedition nach dem alten Oxus-Bette, etc.* (Petermanns Mitteil., XIX, 1873, p. 287-292).

est, au moins en partie, renversée vers le S. W., de telle sorte que, sur la bordure méridionale du massif et près de Tach, les couches à combustibles du Lias plongent au N. E. sous une zone paléozoïque qui se prolonge vers Asterabad, où les bancs sont verticaux. Les terrains les plus anciens de ce chaînon se trouvent au nord-est, près d'Asterabad; les plus récents sont représentés probablement par une zone crétacée qui, à partir de la mer Caspienne, au voisinage d'Achref, vient s'introduire dans le massif[1].

C'est à bon droit que Tietze voit dans l'Elbourz « une répétition en petit des grands traits qui donnent au continent de l'Asie centrale sa configuration particulière ». Nous y trouvons, en effet, un arc dirigé vers le sud, comme tant d'autres que nous avons déjà signalés, et tous les résultats formulés par Mouchketov pour les chaînes de l'Asie intérieure sont applicables à l'Elbourz. Le sommet de l'arc est à l'ouest de Firouzkoh, et dans cette région apparaissent aussi des chaînons orientés E.-W. La partie de l'arc orientée N. E. vient se terminer, d'une façon qui n'est pas encore exactement connue, au voisinage de la bande crétacée d'Achref. Comme dans tant de chaînes de l'Asie intérieure, le rameau qui court au N.W. est beaucoup plus long que l'autre. Le soubassement archéen n'est visible que sur le côté nord et seulement dans la branche du nord-ouest, la plus longue des deux, car un pointement de syénite signalé sur le versant sud, dans la vallée de Keretch, à l'ouest de Téhéran, ne peut guère être considéré comme une réapparition locale de ce substratum. Malgré la présence des roches archéennes sur le versant septentrional de l'arc, les terrains stratifiés se montrent presque

1. E. Tietze, *Bemerkungen über die Tektonik des Alburgsgebirges in Persien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVII, 1877, p. 375-430). On trouve déjà quelques renseignements sur ce point dans C. Grewingk, *Die geognostischen und orographischen Verhältnisse des Nördlichen Persiens* (Verhandl. K. Russ. Mineralog. Ges. zu St.-Petersburg, 1852-1853, p. 97-244, carte). [Il résulte des nouvelles observations de Bogdanovitch, Griesbach et Obroutchev que l'arc du Paropamise, suite de l'Hindou-Kouch, se prolonge vers le N.W. jusqu'au delà de Meched; c'est seulement sur le méridien de Serakhs que naît, plus au nord, le faisceau de plis du Kopet-dagh, qui court au N.W jusqu'à la mer Caspienne; plus au sud au contraire, un autre chaînon parallèle (sud de Nichapour, Sebzevar) représente l'amorce de l'Elbourz, dont l'arc tourne bientôt au S.W. en approchant de l'Atrek; C. L. Griesbach, Mém. cité; Ch. Bogdanowitch, *Notes sur la Géol. de l'Asie centrale. I. Description de quelques dépôts sédimentaires de la contrée transcaspienne et d'une partie de la Perse septentrionale* (en russe, résumé en français; Verhandl. k. Mineralog. Ges. zu St-Petersburg, 2. Ser., XXVI, 1889, p. 1-192, 8 pl. de fossiles); V. Obroutchev, *Dépression transcaspienne, Aperçu géologique. et orographique* (en russe; Mém. Soc. Imp. Russe de Géogr., XX, n° 3, p. 1-270, 3 pl. de coupes, 1890); voir aussi J. Mouchketov, *Esquisse de la structure géologique du territoire transcaspien* (en russe, Verhandl. K. Mineralog. Ges. zu St.-Petersburg., 2. Ser., XXVIII, 1891, p. 391-429, carte géol.). Les tracés de la fig. 89 ont été modifiés en conséquence, sur le désir de l'auteur.]

partout inclinés à contresens vers le nord, sans cependant que la succession des couches soit renversée et cesse d'être normale. Ce fait atteste que la structure imbriquée doit se rencontrer dans certaines parties de l'Elbourz. Par là aussi s'explique la physionomie de la bordure extérieure : Tietze la décrit comme une voûte rompue, avec des couches plongeant au nord. Les avant-monts du Chah Abdul Azim, au sud, montrent également une pente abrupte du côté méridional, et les couches s'inclinent vers le nord; il en est de même du Siah Koh. Mais, en considérant ces premiers redressements monoclinaux, on ne doit point oublier qu'il existe une différence essentielle entre la bordure extérieure de l'Elbourz et celle de l'Himalaya ou des Carpathes. En effet, au sud de l'Elbourz, nous ne nous trouvons pas en présence d'un avant-pays tabulaire, étranger à la chaîne au pied de laquelle il est situé, mais au milieu des plissements iraniens dont l'Elbourz fait lui-même partie; et, plus à l'ouest, cette unité des plissements iraniens s'exprime d'une façon évidente par l'intercalation de plusieurs chaînes parallèles, s'étendant jusqu'aux monts Zagros.

Cette conception, d'après laquelle l'Elbourz représenterait un arc refoulé vers le sud et reproduisant le type de l'Asie centrale, ne saurait être infirmée par la situation du puissant *Demavend*, dont le cône volcanique, posé au sommet de l'arc, s'élève à 20 000 pieds environ [6 100 m.] au-dessus de la mer. Tietze a montré d'une manière concluante que ce vaste amoncellement repose sur les montagnes préexistantes comme une formation postérieure, et qu'en même temps les traits principaux des vallées actuelles étaient déjà fixés avant l'épanchement des laves du Demavend[1]; nous pouvons donc lui appliquer tout ce qui a été dit plus haut sur les grands volcans de Sumatra et ceux du Caucase et sur leurs rapports avec les reliefs qui leur servent de base. —

La première grande chaîne parallèle qui accompagne le rameau nord-occidental de l'Elbourz est le *Karaghan Dagh*, haut de 8 000 à 9 000 pieds (2 430-2 745 m.). Wähner l'a traversée. Elle est formée de syénite, de porphyre et d'autres roches éruptives qui, autant du moins que l'on peut en juger dans l'état de nos connaissances, ne sont pas associées à des terrains antérieurs à l'Éocène, constitution que nous avons déjà rencontrée si souvent dans d'autres

1. E. Tietze, *Der Vulkan Demavend in Persien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVIII, 1878, p. 169-206, carte). Stebnitzky, contrairement à d'autres observateurs, admet seulement une altitude de 18 600 pieds [5 670 m.], d'après les mesures trigonométriques prises en partant de la Caspienne.

chaînes de montagnes. Des deux côtés de la chaîne affleurent le premier étage méditerranéen et le groupe salifère, qui tous deux prennent part également aux plissements iraniens[1].

On voit ensuite les chaînons intermédiaires entre l'Elbourz et les monts Zagros devenir plus nombreux; ils traversent l'Azerbeïdjan et de grandes montagnes volcaniques, comme le Savalan et le Sahend Koh, s'élèvent dans l'intervalle; ils atteignent l'Araxe, et même, au nord de l'alignement prolongé de l'Elbourz, apparaissent de nouveaux plissements, faisant revivre pour ainsi dire ceux qui se sont enfoncés dans la Caspienne entre Achref et Asterabad et ceux qui, sur les bords de l'Atrek, ont disparu sous la steppe[2].

Mais en Arménie les entassements et les coulées de roches volcaniques prennent un tel développement qu'ils déterminent la physionomie d'une grande partie de la contrée. Les chaînons plissés se sont effondrés et ont été recouverts, et, sur la carte, les grands traits de la structure profonde sont complètement masqués. Pour les débrouiller, une longue application était nécessaire; un grand problème se posait, et le maître s'est rencontré qui devait le résoudre : Hermann Abich[3].

J'espère, dans ce qui va suivre, présenter avec une exactitude suffisante les résultats principaux qui se dégagent des nombreux écrits que Abich a publiés sur ce pays.

Les chaînes occidentales de l'Iran (Zagros et Elbourz), venues du sud-est, atteignent l'Arménie; une autre série de chaînes, non moins importantes, arrive du sud-ouest. Celles-ci occupent tout l'espace compris entre le bord méridional du Taurus et la côte de la mer Noire près de Trébizonde, et les deux vallées longitudinales du Tchorok, qui s'unissent à Baïbourt, fournissent un bon exemple de leur direction moyenne, qui va de l'E.N.E. au N.E. Ce sont les chaînes tauriques. Ces deux groupes, les chaînes occidentales de l'Iran d'une part, et les chaînes tauriques de l'autre, tendent à se réunir; mais la jonction, au lieu de s'opérer suivant une arête

1. F. Wähner, Lettre dans Anzeig. k. Akad. Wiss.Wien, 22 juin 1882, p. 143-145.

2. Khanykov dans Abich, Bull. Acad. Sc. St-Pétersbourg, XVI, 1858, p. 340-352. En indiquant la direction des montagnes, il est nécessaire de faire abstraction des épanchements volcaniques, pour trouver l'orientation vraie des plis.

3. H. Abich, *Das Meschische oder Karthli-Imeretinische Gränzgebirge in geologischer und climatischer Beziehung* (Bull. Acad. Sc. St-Pétersbourg, IX, 1851, p. 29-45); le même, *Geologische Beobachtungen auf Reisen in den Gebirgsländern zwischen Kur und Araxes*, in-4°, Tiflis, 1867; *Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern, II, Geologie des Armenischen Hochlandes, Westhälfte*, in-4°, Wien, 1882, en particulier, p. 5-11; [III. *Geologie des Armenischen Hochlandes*, II, *Osthälfte*, 1887], et en beaucoup d'autres endroits.

transversale de rebroussement comme sur les bords du Jhelam, ou d'être ménagée par une courbe continue (*Schaarung*), est remplacée par un effondrement, et c'est là même que s'étalent les épanchements de lave les plus vastes, le haut plateau volcanique d'Ardahan jusqu'au Tchaldyr Gœl, le plateau de Kars, celui de l'Alagœz, le socle étendu de l'Ararat, du Tandourek, etc. Mais les chaînes Mesques, composées de roches archéennes, qui atteignent le pied du Caucase, à l'est de Koutaïs, avec une direction N. E. et qui forment la ligne de partage entre le Rion et la Koura, appartiennent au faisceau taurique. —

Je ne puis entreprendre d'exposer ici le détail des particularités au milieu desquelles l'effondrement s'est accompli; je me contenterai d'indiquer, à titre d'exemple, les principaux traits de la structure du pays compris entre l'Ararat et le lac Goktchaï, tels qu'ils ressortent des descriptions d'Abich[1].

Le cône de l'*Ararat* s'élève à 16 926 pieds anglais [5 153 m.] au-dessus de la mer et s'abaisse au nord et au nord-est sur la vallée de l'Araxe, dont l'altitude en ce point est de 2 500 à 2 600 pieds [760-800 m.] : la dénivellation totale dépasse donc 14 000 pieds [4 300 m. environ]. Son socle est constitué par les terrains dévoniens et carbonifères, qui apparaissent au fond de la vallée et aussi du côté du sud-est, où ils forment les croupes des monts de Makou.

De l'autre côté de l'Araxe on voit les mêmes terrains paléozoïques, en couches inclinées vers le nord, former, au Dsynserly Dagh, un escarpement abrupt qui sert de base au chaînon suivant de terrains plissés. Mais le Dsynserly Dagh fait lui-même partie de l'une des chaînes parallèles de l'Iran occidental, venant du S. E., le Karabagh méridional.

Le Karabagh méridional disparaît, avant d'atteindre le Goktchaï, sous le large plateau de l'Agmangan; celui-ci s'élève dans l'Agh Dagh à 11 711 pieds [3 570 m.] et son côté oriental forme la bordure sud-ouest du lac, tandis que le côté occidental vient s'abaisser vers l'Araxe. — La seconde chaîne parallèle est complètement enterrée sous le plateau volcanique du Karabagh central. — La troisième chaîne parallèle, le Karabagh septentrional, se termine à l'angle sud-est du lac. — La chaîne suivante, celle de la

1. H. Abich, *Der Ararat in genetischer Beziehung betrachtet* (Zeitschr. deutsch. Geol. Gesellsch., XXII, 1870, 1 pl., p. 69-91) et surtout *Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern*, II; Atlas, carte II. [Pour l'Ararat, voir les beaux dessins de Abich, même ouvrage, II, Atlas, pl. I, II, III; III, Atlas, n° 8 (pl. III) et 9 (pl. IV).]

Gandja et du Goktchaï, étroitement serrée aussi contre les précédentes, forme la rive nord-est du lac et montre une tendance à s'infléchir, en passant de l'orientation N.W., propre aux chaînes précédentes, à l'orientation E.-W. En fait les montagnes de Pambak, dans leur prolongement occidental, arrivent à une orientation qui est presque exactement E.-W. : ces montagnes sont coupées à l'ouest de l'extrémité septentrionale du lac, en face du cône de cendres de l'Alagœz, haut de 13436 pieds [4095 m.]. — Au nord, les monts de Besorbdal viennent se souder, dans le Pambak, aux éperons dirigés E.-W. ; les chaînes parallèles, disposées en croissant, s'enfoncent près d'Alexandropol sous d'énormes déjections volcaniques, dans lesquelles l'Arpa Tchaï supérieur a creusé son lit.

Ainsi, les arcs iraniens cherchent en quelque sorte à aller rejoindre les arcs tauriques, et, en considérant la belle carte de l'Arménie russe due à Abich, on serait tenté d'évoquer une comparaison avec les Lägern, l'éperon oriental du Jura, bien que les Lägern ne soient qu'un rameau détaché, et non un tronçon de raccordement entre deux faisceaux de plis.

Cette remarque s'applique mieux encore à l'éperon que les chaînes tauriques projettent plus au sud, sous le nom de Tchatin Dagh. Pour bien caractériser sa situation, revenons à l'Ararat.

La bande volcanique de l'Ararat est située juste au sud de la courbure qui amène les chaînes orientées N.W. à la direction E.-W. des éperons dont nous venons de parler. Une courbure analogue se remarque aussi dans l'alignement des volcans. Abich insiste sur ce point : l'alignement en question est dirigé au N.N.W., du petit Ararat au grand Ararat et au Kip Gœl, puis, à partir du Kip Gœl la puissante rangée des volcans tourne franchement à l'ouest, vers le lac Balyk Gœl, comme si ces volcans se trouvaient sur une fente parallèle aux arcs successifs. Vers le sud ils tombent sur la haute plaine de Bayazid, à laquelle fait suite vers le sud la rangée volcanique du Tandourek, également dirigée de l'E. à l'W.

Mais, au nord du Balyk Gœl, c'est-à-dire au nord de l'extrémité occidentale de la rangée de l'Ararat, émerge de dessous les accumulations volcaniques l'extrémité du grand éperon qui correspond au Tchatin Dagh. C'est le plus caractéristique des arcs de toute la contrée. Il encadre la région des sources du Mourad, qu'il sépare de l'Araxe, et se prolonge au loin dans la direction de l'W.S.W. —

C'est avec une orientation invariable que le Caucase se poursuit

obliquement, en face de la région du rebroussement (*Schaarung*), de la même manière que le Tien-Chan vient arrêter les rides serrées en faisceaux plus au sud, et nous pouvons maintenant reconnaître sur la carte quelles sont les parties où le contour des nappes d'eau est motivé par les traits profonds de la structure du pays. La côte méridionale de la Caspienne correspond aux arcs occidentaux de l'Iran; celle de la mer Noire, dans le golfe de Trébizonde, aux arcs tauriques, et les promontoires d'Apchéron et de Taman ont la direction caractéristique du Caucase.

Mais, quelque frappant que puisse être le contraste entre l'orientation des montagnes de Kachgar et celle du Tien-Chan, je connais peu d'exemples, sur toute la surface du globe, de contact aussi intime entre deux directions différentes que celui qui se produit entre les montagnes Mesques, orientées N.E., et le pied méridional du Caucase. Nous avons vu, sur la bordure extérieure des Carpathes, les plis d'une grande chaîne atteindre un autre massif, celui des Sudètes, où la succession des couches et le caractère des dépôts sont loin d'être identiques, et même déborder par-dessus. Nous voyons maintenant, au Caucase, se rencontrer deux chaînes de plissement d'orientation différente, où, de plus, les couches présentent un développement assez disparate. Ce sont en particulier les étages du terrain crétacé, avec leurs actéonelles et leurs hippurites, rappelant la vallée de Gosau, et les couches tertiaires anciennes, très fossilifères, qui se montrent, dans les montagnes Mesques et plus au sud, avec le faciès qui caractérise nos Alpes et qui est étranger à la grande zone du nord du Caucase.

Les chaînes tauriques ne sont pas rigoureusement parallèles. Les chaînons les plus septentrionaux, auxquels appartient le littoral de la mer Noire près de Trébizonde, s'incurvent à partir de Batoum à travers le Lazistan, en passant de la direction du S.S.W. à celle du S.W. et de l'W.S.W. Les chaînons plus méridionaux conservent la courbure plus adoucie que nous avons constatée dans le Tchatin Dagh et qui rappelle à tant d'égards celle des arcs tertiaires des bords du Jhelam (pl. II); leur orientation dominante est W.S.W.[1]. Malheureusement, les remarquables travaux de Russegger et de Tchihatchev, de même que les voyages de Kotschy, ne nous ont apporté qu'une connaissance encore incomplète de la structure de l'Anti-Taurus et du Boulghar Dagh. Nous savons

1. L'orientation de ces chaînes ressort très clairement de la petite carte publiée par Tchihatchev (Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., VIII, 1851, pl. VI).

néanmoins que la chaîne se prolonge vers la mer, qu'elle atteint à Tarse en conservant toujours la même orientation de l'W.S.W. ou du S.W., et que des avant-chaînes parallèles vont se terminer sur l'Oronte inférieur.

Černik nous a donné un tableau d'ensemble de la région méridionale du rebroussement. Il nous apprend que dans la vallée de l'Euphrate les argiles contenant de l'asphalte dépassent de beaucoup Deïr, et qu'en Syrie on trouve entre Homs et Palmyre des couches tertiaires avec gypse, probablement identiques à la *Gypsiferous Series* de Loftus, que nous avons rencontrée sur la lisière des monts Zagros, et qui manifestement jouit d'une grande extension en Mésopotamie. A peu près à l'endroit où les plis externes de l'Iran devraient venir rencontrer ceux du Taurus, est situé le large massif basaltique du Karadja Dagh et, sur un de ses contreforts, au nord-est, s'élève, construite en partie avec du basalte, la sombre ville de Diarbékir. Mais les observations de Russegger et de Černik soulèvent une question particulière. On voit en effet se détacher du versant oriental de l'Anti-Liban une chaîne d'une certaine importance, le Djebel Senaieh, qui s'oriente N.E. et passe par Palmyre. En même temps, le Liban et l'Anti-Liban s'écartent sensiblement de la ligne méridienne tracée par la vallée du Jourdain, en prenant l'orientation du N.N.E., comme s'il survenait avec le Taurus des rapports que nous ne sommes pas aujourd'hui en état de déterminer d'une manière précise [1].

La situation, les terrains et la structure de *Chypre* montrent d'une façon concordante que nous avons affaire dans cette île à la continuation des montagnes tauriques. Chypre se compose de deux massifs montagneux arqués, séparés par la plaine de Nicosie. La branche septentrionale, qui forme toute la côte nord jusqu'au cap Andréa, est constituée, comme nous l'ont appris Gaudry et Unger, par des calcaires crétacés et du Flysch, avec pointements de gabbro, de roches vertes (*Grünstein*) et de serpentines. L'épais chaînon du sud, le Troodos, est formé presque exclusivement par ces mêmes roches éruptives, exactement comme les montagnes d'Antioche.

1. *Ingenieur Josef Černik's Technische Studien-Expedition durch die Gebiete des Euphrat und Tigris*, herausgegeben von A. Freih. von Schweiger-Lerchenfeld (Petermanns Mittheil., Ergänzungshefte 44-45, cartes, 1875-76, en particulier I, p. 10). Voir aussi la carte de Puchstein, Sitzungsber. k. Akad. Berlin, 1883, I, p. 29. Les serpentines de la vallée du Tigre ont été décrites par W. Smyth, *Geological Features of the Country round the Mines of the Taurus in the Pashalic of Diarbekr* (Quart. Journ. Geol. Soc., I, 1845, p. 330-340).

Des dépôts tertiaires récents occupent le bassin de Nicosie[1].

La chaîne Dinarique. — Les descriptions que nous avons données des Alpes, jusqu'à présent, nous ont conduit à admettre que la chaîne Dinarique se comporte vis-à-vis de ces montagnes comme une chaîne étrangère, dont la constitution est différente. Nous n'avons pas pu la faire entrer dans les représentations schématiques que nous avons tracées des lignes directrices (p. 302 et 643). Aux fractures et aux flexures périadriatiques des Alpes Méridionales, qui ont subi des chevauchements à partir du N.W., du N. et N.E., viennent se souder les flexures et les failles dinariques, chevauchées à partir du N.E., qui déterminent le dessin de la côte dalmate. Elles sont orientées au S.E. ou au S.S.E., et on voit aussi se diriger avec la même orientation la longue série des plissements qui commencent à se montrer aux environs de Laibach, dont le Karst fait partie, et à l'intérieur desquels, dans la Bosnie, l'Herzégovine et le Montenegro, les roches paléozoïques affleurent suivant de larges anticlinaux.

Au nord-est de ces affleurements paléozoïques se trouve une zone de Flysch et de serpentines qui, débutant dans le sud de la Croatie, est maintenue près de la Save, comme Mojsisovics l'a montré, par des pointements granitiques isolés, qui surgissent sur sa bordure extérieure, puis se prolonge vers le S.E. et l'E.S.E. Au sud-ouest du massif paléozoïque, les calcaires crétacés et le Flysch occupent le bord de l'Adriatique; dans cette zone, les failles et les flexures courent parallèlement au rivage; c'est

1. A. Gaudry, *Géologie de l'île de Chypre* (Mém. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., VII, 1859, p. 149-314, carte); F. Unger und Th. Kotschy, *Die Insel Cypern*, in-8°, Wien, 1865. Chypre paraît n'être en fait que la continuation des deux bandes de serpentine, d'euphotide et de calcaire crétacé qui, sous le nom de Moussa Dagh (Amanus) et de Djebel Akra (Cassius), atteignent la Méditerranée des deux côtés de l'Oronte. A cette hypothèse, il n'y a qu'une objection, c'est que, d'après Russegger, la partie septentrionale du Djebel Akra possède une direction opposée (*Reisen*, I a, p. 450). La question des rapports du Liban avec le Taurus reste complètement ouverte, et on ne peut que désirer vivement de nouvelles recherches. Les dépôts gypseux tertiaires paraissent s'étendre depuis Chougr, sur l'Oronte supérieur, jusqu'à la mer; d'après Prukner, on les rencontre aussi au sommet du Djebel Akra. Antioche, d'après Ainsworth et Russegger, est bâtie sur de la serpentine. [On peut citer parmi les ouvrages plus récents : C. Diener, *Libanon, Grundlinien der physischen Geographie und Geologie von Mittel-Syrien*, in-8°, Wien, 1886, p. 375-412, carte géol. à 1 : 500.000.; Max Blanckenhorn, *Grundzüge der Geologie und physikalischen Geographie von Nord-Syrien*, in-4°, 101 p., 2 cartes à 1 : 500.000. Berlin, 1891; le même, *Die Strukturlinien Syriens und des Roten Meeres* (Richthofen-Festschrift, Berlin, 1893, p. 172-180, carte schématique); Ed. Suess, *Die Brüche des östlichen Afrika* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Cl., LVIII, 1891, p. 571-574 et suiv.).]

celle dont nous avons signalé des fragments sur la côte italienne.

Les derniers travaux de Tietze dans le Montenegro et les travaux plus anciens de Boué et de Viquesnel montrent[1] que les montagnes dinariques se prolongent plus loin encore vers le S.E., en conservant la même orientation. Les recherches de Neumayr, Bittner, Teller et L. Burgerstein dans la Grèce septentrionale, de même que celles de Boblaye en Morée, nous apprennent que cette direction se maintient aussi, en ne subissant que des déviations tout à fait secondaires, dans les monts Acrocérauniens et l'Acarnanie, puis parallèlement dans le Pinde, les monts de Gabrovo et les Alpes d'Étolie, de même qu'à travers toute la Morée jusqu'aux caps Matapan et Malée.

Mais les dernières recherches faites dans le Nord de la Grèce, et notamment le résumé général des résultats tectoniques dû à Neumayr, nous en apprennent bien davantage encore[2].

Tout le pays n'est qu'une succession de plissements. Mais tandis que, à l'ouest, le Pinde et les Alpes d'Étolie prolongent l'orientation dinarique vers le S.E. et le S.S.E., à l'est de ces montagnes tous les plis ont une tendance à s'incurver en formant des arcs qui dévient vers le S.E., vers l'E., et même enfin vers l'E.N.E. et le N.E. Tels sont l'Othrys et son prolongement jusqu'au golfe de Volo, où le retour au N.E. est complet; puis l'Œta et le Saromate, le Parnasse, l'Hélicon et plus loin les chaînons transversaux de l'Eubée; enfin, le Cithéron, le Parnès et, dans l'Eubée, de nouveaux reliefs perpendiculaires à l'axe de cette île. A ceux-ci viennent s'ajouter les fragments d'un autre arc morcelé, le Géranée près de Mégare, l'île de Salamine, l'Égalée, les collines d'Athènes, le Pentélique. Parallèlement à la voûte du Pentélique se dresse la voûte de l'Hymette. Ainsi, dans l'ouest de la Grèce septentrionale, l'orien-

[1. A ces travaux, il faut ajouter les recherches récentes de A. Philippson, qui ont complètement renouvelé nos connaissances sur la géologie de la Grèce; voir surtout : *Der Peloponnes, Versuch einer Landeskunde auf geol. Grundlage*, in-8°, Berlin, 1892, avec carte géol. en 4 feuilles à 1 : 300.000 ; *Der Gebirgsbau des Peloponnes* (Verhandl. des IX. D. Geographentages in Wien, 1891, p. 124-132, carte schématique); *Bericht über eine Reise durch Nordund Mittel-Griechenland* (Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin, XXV, 1890, p. 331-406. carte géol. à 1 : 900.000.); *Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland* (Ibid., XXX, 1895, p. 135-226, pl. 7-9; p. 417-498, pl. 17, 18; XXXI, 1896, p. 193-294, carte géol. de l'Epire et d'une partie de la Thessalie à 1 : 300.000; p. 385-450, pl. 13); *Zur Geologie des Pindos-Gebirges* (Sitzungsber. Niederrhein. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde, Bonn, 4 Febr. 1895). Ces recherches confirment de tous points les vues énoncées dans le texte sur l'extension du système dinarique.]

2. Les mémoires correspondants forment le tome XL des Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, 1880; M. Neumayr, *Überblick über die geologischen Verhältnisse eines Theiles der ägäischen Küstenländer*, II, *Tektonischer Theil* (p. 383-395.)

tation est S.S.E.; dans l'est au contraire, elle est E.N.E. ou N.E.[1].

Les plis s'infléchissent en arc de cercle, mais les fractures de la côte dalmate se reproduisent au moins suivant un certain nombre de lignes, en conservant intacte l'orientation dinarique à travers ces arcs successifs. Aussi ces arcs sont-ils fortement morcelés. On peut citer comme exemple la ligne de fractures qui court à l'est de la chaîne côtière de Thessalie, puis le long de l'Eubée, de Tinos, de Mykonos, d'Amorgos et d'Astropalia. C'est par des cassures de ce genre que les îles ou presqu'îles sont circonscrites, et ainsi s'établit ce contraste si curieux entre la structure des montagnes et leurs contours extérieurs qui, d'après Teller, atteint sa plus haute expression dans l'Eubée et dans la chaîne bordière de Thessalie. —

Toutes ces montagnes grecques sont formées de calcaire crétacé et de Flysch, et aussi de diorite, de gabbro et de serpentine; dans l'Attique, des schistes cristallins s'intercalent au milieu des couches crétacées à l'état de formations contemporaines; en quelques points seulement apparaissent des roches cristallines plus anciennes[2]. Ce sont exactement les mêmes roches, comme Spratt et Raulin l'ont montré, qui forment l'île de *Crète*[3]. Leur direction en Crète est à peu près E.-W. Il semble y avoir ici, comme à Chypre, les fragments de deux chaînes parallèles, dont l'une irait de l'extrémité orientale jusqu'à la baie de Messara, et l'autre de la baie de Mirabella jusqu'à l'extrémité occidentale de l'île. Peut-être les trois promontoires de Grabousa, Spada et Maleka [Akrotiri], dans le nord-ouest de l'île, appartiennent-ils à une troisième chaîne.

Malgré l'identité des roches, j'hésiterais, à cause de la différence absolue des directions, à considérer la Crète comme la continuation des plis de la Grèce; mais le recourbement si marqué que nous venons de signaler pour les plis orientaux rend très vraisemblable l'existence d'une déviation analogue dans les chaînes de la Grèce occidentale, et à cela correspondrait bien la situation et la structure de la Crète. Je crois donc que la chaîne principale de l'ouest, la

[1. Voir la carte schématique du Nord de la Grèce donnée par A. Philippson (Verhandl. Ges. f. Erdk. Berlin, 1894, pl. 1) et la carte de la Mer Égée du même auteur (Ibid., XXIV, 1897, pl. 6).]

[2. Voir R. Lepsius, *Geologie von Attika, ein Beitrag zur Lehre vom Metamorphismus der Gesteine*, in-4°, avec carte géol. à 1 : 25.000. Berlin, 1893; et les remarques critiques de A. Philippson (Sitzungsber. Niederrhein. Gesellsch. f. Natur- u. Heilkunde, Bonn, 1894, p. 14-32). Le levé détaillé de l'Attique a montré que, contrairement à l'opinion de Neumayr et de ses collaborateurs, les schistes cristallins sont antérieurs au terrain crétacé, qui les recouvre en discordance; d'autre part, cette couverture sédimentaire est elle-même, en certains points, fortement métamorphisée.]

3. V. Raulin, *Description physique de l'île de Crète*, 2 vol., in-8°, carte, Paris, 1869.

chaîne Dinarique, se replie dans le même sens que les chaînes internes, et que la Crète se trouve dans le prolongement de l'un de ces plissements. Le rameau Dinarique se continuerait dans la Crète de la même façon que le Taurus dans l'île de Chypre, et nous trouvons ainsi les restes d'un grand arc formé à l'ouest par la chaîne Dinarique jusqu'en Crète, et à l'est par le Taurus jusqu'en Chypre, mais dont la partie médiane a complètement disparu par effondrement. Nous le nommons l'*arc dinaro-taurique*. Il est construit à peu près suivant le même type que l'arc iranien.

C'est ainsi que se délimite une nouvelle région, qui embrasse l'ouest et le sud de la péninsule des Balkans et toute l'Asie Mineure, et par là s'explique le mode d'insertion si singulier du rameau dinarique dans les Alpes.

Ainsi vient s'ajouter aux arcs asiatiques un arc nouveau, où se répète une fois de plus le plan général que nous avons déjà rencontré si souvent. Hochstetter le pressentait déjà en 1876. Après avoir parlé de l'Iran et de l'Arménie, il disait : « Et, pour la troisième fois, les rameaux montagneux se séparent en formant d'un côté les chaînes du Taurus, de l'autre les montagnes bordières de l'Anatolie, pour enfermer de nouveau dans la péninsule de l'Asie Mineure un plateau de steppes de dimensions encore plus réduites — la steppe saline d'Anatolie. Ainsi nous voyons la configuration fondamentale de l'Asie centrale se reproduire deux fois, à une plus petite échelle, dans les régions de l'Asie antérieure[1]. »

Les connaissances que nous avons acquises, depuis l'époque où Hochstetter écrivait ces lignes, sur la date très récente de la formation de la mer Egée nous permettent désormais de rattacher les montagnes de la Grèce à celles de l'Anatolie; et, en 1879, Neumayr, après avoir décrit le recourbement des plis de la Grèce orientale, ajoutait : « Selon toute vraisemblance, il faut les rattacher aux chaînes multiples qui apparaissent dans l'Asie Mineure occidentale avec une orientation E.-W. Il n'y a même aucune impossibilité à ce que nous ayons affaire aux ramifications extrêmes du Taurus de l'Asie Mineure[2] ».

1. F. von Hochstetter, *Asien, seine Zukunftsbahnen und seine Kohlenschätze*, in-8°, Wien, 1876, p. 24. [Voir aussi Edm. Naumann, *Die Grundlinien Anatoliens und Centralasiens* (Geogr. Zeitschrift, II. Jahrg., 1896, p. 7-25, 2 cartes schématiques).]

2. Neumayr, Mém. cité, p. 391. [Sur la géologie de l'Anatolie occidentale, voir G. Bukowski, *Kurzer Bericht über die Ergebnisse der in den Jahren* 1890 *und* 1891 *im südwestlichen Kleinasien durchgeführten geol. Untersuchungen* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Cl., Abth. I, 1891, p. 378-399); *Geol. Forschungen im westl. Kleinasien* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1892, p. 134-141). La jonction entre l'île

Analyse de la disposition tournante des Alpes. — La disposition si particulière des différents rameaux des Alpes exerce une influence décisive sur les contours du bassin occidental de la Méditerranée et sur la configuration de toute l'Europe méridionale. La poussée tangentielle, se faisant sentir dans un sens uniforme, trouve en particulier son expression dans les monts Jura, dans le tronc principal des Alpes, prolongées par les Carpathes, dans les montagnes du centre de la Hongrie, sur la bordure sud-orientale des monts Métalliques de Transylvanie et dans l'Apennin. Nous avons déjà fait remarquer (p. 304) que les Pyrénées sont dues à des mouvements dirigés en sens inverse de cette grande poussée tournante; quant à la branche dinarique, il n'en avait pas été question, parce qu'elle reste étrangère à l'ensemble précédent.

Dans l'Asie centrale et occidentale on peut distinguer avec une certaine netteté deux groupes de chaînes de montagnes, à savoir les chaînes convexes vers le sud, qui forment des arcs raccordés les uns aux autres par une série de rebroussements successifs, et, au nord, d'autres chaînes recourbées dans le même sens, mais dont la convexité est beaucoup moindre et qui projettent à leur extrémité de longues branches rectilignes. Tantôt les deux groupes se rattachent par des plis intermédiaires, comme à l'est du Lob Nor, tantôt leur opposition est très accusée, comme entre les monts de Kachgar et le Tien-Chan, ou encore entre les montagnes Mesques et le Caucase.

Si le rameau dinarique correspond bien réellement à une partie de l'un de ces arcs rebroussés, on devrait alors considérer le tronc

de Crête et l'Asie Mineure est ménagée par les îles de Kasos et de Rhodes, où les calcaires crétacés et éocènes, associés au Flysch, affectent la direction N. E.; G. Bukowski, *Grundzüge des geol. Baues der Insel Rhodus* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, mathem-naturw. Cl., XCVIII, Abth. I, 1889, p. 208-272, carte géol.); *Der Geol. Bau der Insel Kasos* (Ibid., p. 653-669, carte géol.). — A l'appui de l'hypothèse d'une continuité tectonique entre les chaînes européennes et celles de l'Asie occidentale, on peut citer la récente découverte du Trias marin dans le nord-ouest de l'Anatolie : M. Neumayr, *Ueber Trias- und Kohlenkalkversteinerungen aus dem nordwestl. Kleinasien* (Anzeiger k. Akad. Wiss. Wien, 1887, No. XXII, p. 242); A. Bittner, *Triaspetrefakten von Balia in Kleinasien* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XLI, 1891, p. 97-116, pl. I-III); *Neue Arten aus der Trias von Balia* (Ibid., XLII, 1892, p. 77-89, pl. IV, V); G. von Bukowski, *Die geol. Verhältnisse der Umgebung von Balia Maaden in Mysien* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Cl., CI, Abth. I, 1892, p. 214-235, pl. I, II); Fr. Toula, *Eine Muschelkalkfauna am Golfe von Ismid in Kleinasien* (Beitr. zur Paläontol. Oesterr.-Ung. u. d. Orients, herausgegeben von W. Waagen, X, 1896, p. 153-191, pl. XVIII-XXII; Neues Jahrb. f. Min., 1896, I, p. 149-151; II, p. 137-139). — Sur la ressemblance des terrains du littoral de la mer Noire avec ceux des Balkans et même des Pyrénées (Carbonifère, Crétacé), voir H. Douvillé, *Constitution géol. des environs d'Héraclée, Asie Mineure* (C. R. Acad. Sc., CXXII, 1896, 1er sem., p. 678-680).]

principal des Alpes comme la continuation des chaînes septentrionales, c'est-à-dire des rameaux occidentaux du Tien-Chan.

En fait, nous voyons deux des branches du Tien-Chan atteindre l'Europe.

La première est jalonnée par la ligne Alaï, Noura-Taou, Cheikh Djeli, Manghychlak, peut-être aussi par le bassin houiller du Donetz et par quelques accidents situés plus au nord-ouest encore.

La seconde[1] se dirige du Paropamise par le Kiouren Dagh et le Kopet Dagh vers le Grand Balkhan et les monts de Krasnovodsk, puis à travers la mer Caspienne jusqu'au Caucase. Les anticlinaux sarmatiques ménagent la jonction entre le Caucase et le fragment montagneux de la Crimée, qui, à son tour, se prolonge très probablement par les Balkans, et nous arrivons à cette torsion extrêmement violente qui, du Balkan d'Etropole et du Balkan de Berkovica, par les montagnes du Banat et la chaîne-frontière de la Transylvanie et de la Roumanie, aboutit aux Carpathes et enfin au tronc principal des Alpes. En même temps, on voit se produire un phénomène remarquable : à partir du Caucase, la poussée tangentielle n'est plus dirigée vers le sud, comme dans les chaînes asiatiques, mais bien vers le nord; en outre, la convexité des arcs alpins est tournée vers le nord et, sur la lisière septentrionale des Carpathes, apparaissent tous les indices d'un chevauchement très étendu par-dessus deux régions dont la structure est différente, la plate-forme Russe et les Sudètes.

Dans l'Inde nous avons vu la chaîne du Sel, bordure extérieure du faisceau de l'Hindou-Kouch, pincée et repliée sur elle-même à deux reprises en forme d'S, perpendiculairement à sa direction générale. La ligne qui conduit des Balkans aux Alpes nous présente quelque chose d'analogue, mais à une beaucoup plus grande échelle. On dirait qu'en Asie la poussée ou la contraction tangentielle s'est exercée presque exclusivement dans le sens des méridiens, et qu'ici au contraire elle s'est exercée aussi dans le sens des parallèles, et c'est précisément en ce point que les Carpathes ont été refoulées vers le nord d'une façon si frappante.

Ainsi paraît se résoudre la disposition tournante des Alpes. Mais, actuellement du moins, il n'est guère possible d'étendre davantage ces comparaisons. Les Pyrénées, il est vrai, pourraient passer pour la continuation du tronc principal des Alpes, replié encore une fois

[1. Il serait plus exact de considérer le Paropamise comme représentant le prolongement de l'Hindou-Kouch (voir plus haut, p. 622).]

dans le sens de la direction[1]; leur orientation et la manière dont leur direction se maintient invariable rappellent, en effet, d'une certaine façon le Caucase; mais, jusqu'à présent, nous n'avons pas la moindre preuve qu'une telle continuité existe. Les Apennins, avec les chaînes du Nord de l'Afrique et la Cordillère Bétique, montrent une ressemblance éloignée avec les grands arcs asiatiques, mais l'allure de ces montagnes subit visiblement l'influence de la Meseta espagnole.

L'Oural, le Pae-Khoï et leurs avant-chaînes. — Bien loin du côté de l'est, au delà du Balkhach, le Tarbagataï se prolonge dans la chaîne basse du Djenghiz-Taou; et Mouchketov tient pour vraisemblable, d'après ce qu'il a eu la bonté de me communiquer, qu'au sud de Karkaralinsk il existe un autre pli de hauteur médiocre, analogue à celui du Tarbagataï et long de plus de 200 milles géographiques [1 500 kilom. environ], dont l'arête aplatie forme la ligne de partage entre l'Aral et l'Irtych. A ma connaissance, pourtant, l'observation n'a encore démontré nulle part que ces chaînons aillent en s'infléchissant parallèlement à l'Oural ou qu'ils viennent se raccorder directement à cette chaîne; et ainsi, jusqu'à plus ample informé, l'Oural se comporte comme un élément étranger vis-à-vis des chaînes arrivant du Tien-Chan.

Il n'en est pas moins vrai que la structure de l'*Oural* ressemble complètement à celle de ces grandes chaînes. Ici encore il existe deux rameaux allongés et presque rectilignes qui, en un point où la montagne se redresse, se rejoignent en un arc unique, faiblement incurvé; ici encore, la structure est absolument unilatérale; partout également, la poussée tangentielle est dirigée de l'intérieur de l'arc vers l'extérieur, et la bordure interne est jalonnée aussi par des roches éruptives anciennes.

La longueur totale de la chaîne ouralienne ne mesure pas moins de 21 degrés et demi en latitude[2]. La protubérance qui coïncide avec le point d'inflexion est située dans le voisinage du mont Pareko, à peu près entre 64° 38′ et 65° de lat. N. Non loin de là se trouvent la plupart des hauts sommets, en particulier le Tel Pos-Is, haut de 5 540 pieds [1 689 m.], par 63° 54′. Les deux branches de l'arc ont une longueur inégale. La branche septentrionale est

[1 Voir ci-dessus, p. 304.].

[2.Voir la *Carte géologique de la Russie d'Europe éditée par le Comité Géologique*, 1 : 2.600.000. St.-Petersbourg, 1892, feuilles 2 et 4; V. de Moeller, *Carte géol. du versant occidental de l'Oural*, 1 : 840.000., 1869; A. Karpinsky, *Geologische Karte des Ostabhanges des Urals* (*mit Ausnahme des Centralgebirges*), 1 : 420.000, 3 feuilles, 1884.]

d'abord orientée N.N.E., puis N.E., couvre seulement 3 degrés et demi de latitude, diminue rapidement de hauteur et finit par 68° 29′ au Konstantinov Kamen. La branche méridionale court sur une très grande longueur dans le sens du méridien, se sépare ensuite en trois branches qui présentent une certaine tendance à dévier vers le S. S. W. et se continue plus loin encore dans la chaîne double des *Mougodjars*, orientée N.-S. et constituée par des roches cristallines anciennes, puis par des porphyres augitiques et d'autres roches éruptives.

Des grès verts cénomaniens reposent horizontalement et en discordance sur certaines parties des Mougodjars, ce qui montre la haute antiquité de ces chaînons. Dans la région des sources du Tchassan, comme Severtsov et Borszczow l'ont constaté, un dos de pays, constitué par ces grès crétacés horizontaux, vient rattacher au point de vue orographique, mais nullement au point de vue tectonique, ces chaînes basses anciennes au plateau de l'Oust-Ourt, qui est formé de couches horizontales; ce relief de jonction forme la ligne de partage entre l'Aral et la Caspienne[1].

La longueur totale de la branche sud de l'Oural, jusqu'à l'Oust-Ourt, atteint 18 degrés en latitude.

D'après ce que nous avons déjà dit de la structure dissymétrique de l'Oural, on comprend aisément que toutes les richesses minérales qui ont rendu ces montagnes si célèbres appartiennent au versant de l'est. Le versant occidental est formé par des plis très allongés de terrains paléozoïques. La poussée tangentielle s'y est fait sentir avec une telle intensité que les coupes de Karpinsky, menées à peu près suivant le 51e et le 52e degré de latitude, montrent dans les plissements situés à l'est des replis importants, des renversements et une inclinaison à contresens vers l'est; c'est plus à l'ouest seulement que l'on voit apparaître des plis normaux. Il semble y avoir là des écailles renversées, en particulier entre les rivières Ika et Oulak. Ce renversement se poursuit à travers l'Oural central, où son extension attirait, il y a longtemps déjà, l'attention de Murchison[2].

1. N. Ssewerzow und J. Borszczow, *Geologische Beobachtungen angestellt in d. W. Theile der Kirgis. Steppe* (Bull. Acad. Sc. St.-Pétersbourg, II, 1860, p. 202); Ssewerzow, *Ist der Ust-Urt eine Fortsetzung des Ural-Gebirges?* (Ibid., IV, 1862, p. 483-487). Iakovlev donne le profil d'une portion septentrionale des Mougodjars, reproduit par Helmersen (Ibid., XXVIII, 1883, p. 364 et suiv.). [Voir aussi P. Venukov, *Expédition dans les Monts Mougodjar* (en russe, VIIIe session Naturalistes Russes, 1890, p. 72-77); Loewinson-Lessing, *Explorations géol. dans les Montagnes Gouberlinsky* (Mém. Soc. Imp. Minéralogique St.-Pétersbourg, XXVIII, 1892, p. 277-291).]

2. A. Karpinsky, *Recherches géologiques dans le gouvernement d'Orenbourg* (en russe,

Plus au nord, entre 56° et 58°, Karpinsky a rencontré des couches de houille qui, pincées dans de longs plis orientés du N. au S., arrivent jusqu'au versant oriental de l'Oural et, sur de grandes étendues, sont transformées en graphite. Les empreintes végétales qu'elles renferment ne peuvent laisser aucun doute. C'est le même phénomène qui a été constaté par Toula dans les Alpes Orientales, et que l'on doit regarder comme la conséquence d'une pression excessive[1].

Mais les parties de l'Oural qui offrent le plus d'intérêt pour nos comparaisons sont situées beaucoup plus au nord encore, dans une région où je suivrai la description déjà ancienne, mais magistrale, d'E. Hofmann[2].

Les recherches d'Hofmann embrassent la portion nord de l'Oural méridional, puis la région où s'opère la déviation de la chaîne, la branche septentrionale jusqu'au Konstantinov Kamen et la chaîne du Pae-Khoï, qui vient ensuite vers le nord, jusqu'à la mer. Sur le Tchoval, par 60° 50′, toute la série des couches accolées aux schistes cristallins plonge à contresens sous ces schistes dans la direction de l'E., et les schistes eux-mêmes pendent vers l'est. C'est le même renversement que nous avons déjà signalé

Verhandl. russ. Miner. Gesellschaft, 2. Ser. IX, 1874, p. 212-310, carte et pl.); Murchison, de Verneuil et Keyserling, *The Geology of Russia in Europe and the Ural Mountains*, in-4°, London, 1845, p. 463. [Sur la géologie de l'Oural central et méridional, voir A. Karpinsky et Th. Tschernyschew, *Carte géologique générale de la Russie, feuille* 139. *Description orographique* (Mém. Comité géol. St.-Pétersbourg, III, n° 2, 1886); Th. Tschernyschew, *Allgemeine Geol. Karte von Russland, Blatt* 139. *Beschreibung des Central-Urals und des Westabhanges* (Ibid., III, n° 4, 1889, carte géol. 1 : 420.000.); A. Saytzeff, *Blatt* 138. *Geol. Beschreibung der Kreise Revdinsk und Werch-Issetzk* (Ibid., IV, n° 1, 1887); A. Stuckenberg, *Blatt* 138. *Geol. Untersuchungen im nordwestl. Gebiet dieses Blattes* (Ibid., IV, n° 2, 1890); P. Krotow, *Geol. Forschungen am westl. Ural-Abhange in den Gebieten von Tscherdyn und Ssolikamsk* (Ibid., VI, 1888, carte géol.); A. Krasnopolsky, *Blatt* 126. *Perm-Ssolikamsk. Geol. Untersuchungen am Westabhange des Urals* (Ibid.. XI, n° 1, 1889); A. Saitzew, *Geol. Untersuchungen in Nikolai-Pavdinschen Kreise und Umgebung, im Gebiete des Central-Ural und dessen östlichen Abhange* (Ibid., XIII, n° 1, 1892); voir aussi E. Fedorov, *Recherches géol. dans la partie septentr. de l'Oural en* 1884-86 (en russe, Gornoï Journ., 1889, p. 81-147, 307-383, carte géol.; 1890, p. 498-551, 145-211, carte géol.); K. Futterer, *Ein Ausflug nach dem Süd-Ural* (Verhandl. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin, XXI, 1894, p. 522-534, carte schématique).]

1. Karpinsky, *Études géologiques et recherches de houille sur le versant oriental de l'Oural* (en russe, Gornoï Journal, 1880, a, p. 84-100, carte). [Th. Tschernyschew admet que, dans la même région, les schistes cristallins proviennent de la transformation, par dynamo-métamorphisme, du Dévonien inférieur (Mém. Comité Géol., III, n° 4, 1889, p. 335-338). Sur le versant oriental de la chaîne, des calcaires, souvent transformés en marbres, contiennent une faune dévonienne très riche (Th. Tschernyschew, *Ibid.*, IV, n° 3, 1893).]

2. Ernst Hofmann, *Der N. Ural und das Küstengebirge Pae-choi*, in-4°, St.-Petersburg, 1856, II, p. 207-281, atlas. Voir aussi A. G. Schrenk, *Reise nach dem N. O. des europäischen Russland*, in-8°, Dorpat, I, 1854.

dans le sud, et il se renouvelle sur les bords de la Kolva, par 61° 20′, près de l'Ounia, où les couches carbonifères s'enfoncent sous le Silurien, et sur les bords du Chtchougor: partout la série des couches plonge à l'est, tandis que l'on connaît sur les bords de l'Ilytch des avant-plis où l'inclinaison est alternativement vers l'W. et vers l'E. Au Tel-Pos-Is, les schistes anciens sont verticaux ou plongent fortement à l'ouest. Entre 63° et 64° apparaît un grand massif de granitite; cette roche prédomine, quand les montagnes s'élargissent, sur le versant oriental, tandis qu'à l'ouest des diorites jouent le rôle principal. Dans le voisinage du point de courbure, le granite et le gneiss paraissent avoir une grande extension. Aux environs du Pareko, au sommet même de la courbure, au pied occidental de la chaîne maîtresse, on voit de nouveau des talcschistes plonger à contresens vers l'est; la même allure est partagée par les terrains paléozoïques situés en avant, du côté des plaines de l'ouest, ainsi que par toute la bordure ouest de la branche septentrionale, qui s'écarte alors au N.N.E. Au 66° 30′, où la chaîne s'incurve en passant du N.N.E. au N.E., on trouve des serpentines et des calcaires paléozoïques plongeant à l'est : entre 67° et 67° 30′ s'étend avec un pendage semblable la rangée paléozoïque du Iengane-Pae, et dans le Pae-Poutna-Iaha, par 67° 22′, le calcaire carbonifère, reconnaissable à ses fossiles, plonge dans le même sens. Là, les montagnes surgissent brusquement comme des murailles, sans arbres, au milieu de la *toundra* horizontale. Enfin on atteint par 68° 29′ les parois abruptes du *Konstantinov Kamen*. Ce chaînon est formé de quartzites gris et de schistes analogues aux talcschistes et aux chloritoschistes; au sommet de la crête se trouvent des blocs d'un quartzite rouge grenu. Le pendage de ses couches est vers le S. E. Des lacs peu profonds, sur la *toundra*, l'entourent de trois côtés; la mer n'est éloignée que de 30 à 35 kilomètres.

Ce chaînon représente donc l'extrémité, très nette, de l'Oural vers le nord. En avant s'étend, vers 68°, la chaîne parallèle de Paemboï, orientée S. W.-N. E. Mais le pendage vers l'est, que nous avons vu prédominer dans toute la région explorée entre 60° 50′ et 68° 29′, établit nettement ce fait que dans l'Oural septentrional, exactement comme dans l'Oural central et méridional, les mouvements horizontaux ont atteint une intensité telle que des zones entières ont été renversées dans la direction de l'Europe. Ce renversement, d'ailleurs, ne se montre pas sur la bordure extérieure de l'Oural, mais bien plutôt là où le soubassement, représenté par les roches les plus anciennes, apparaît. —

Une nouvelle chaîne commence au delà du Konstantinov Kamen. On voit s'élever l'une après l'autre, au nord, au milieu de la toundra, des rangées de collines rocheuses, formées de schistes anciens, qui s'allongent de l'E.S.E. à l'W.N.W. et suivent par conséquent une orientation presque perpendiculaire à celle de l'Oural. Leur hauteur dépasse à peine de 150 pieds [45 m.] l'altitude de la toundra, et elles aboutissent à l'embouchure du Oï-Iaha. A l'ouest de ces collines et du Konstantinov Kamen se dresse une chaîne de hauteurs plus importante, l'Ieï-Iodenei, également dirigée vers l'W.N.W., et qui marque la naissance du chaînon principal des monts *Pae-Khoï*. Son orientation s'infléchit bientôt au N.W. pour former le Siva-Pae, dont les couches redressées jusqu'à la verticale bordent le détroit de Yougor (Yougorskii Char), large de 3 kilomètres seulement. Les roches paraissent être sensiblement les mêmes.

Le Pae-Khoï franchit alors le détroit, traverse de part en part l'île de Vaïgatch et se prolonge dans la *Novaia Zemlia*. Ce point a été mis hors de doute par H. Höfer, le compagnon de Wilczek[1].

La Novaïa Zemlia, dit Höfer, est une arête montagneuse qui s'étend de 72° à 75° 30′ de lat. N., suivant la direction S. S. W.-N. N. E.; elle atteint sa plus grande altitude entre 73° et 74°. A partir du parallèle de 75° 30′, la crête s'infléchit fortement à l'E. N. E. et diminue de hauteur; de même, au-dessous de 72°, la saillie terminale s'infléchit au S. E., et s'aplatit ensuite assez rapidement. La direction des terrains et le dessin des côtes concordent avec cette orientation variable de la crête. On y connaît le Silurien, le Dévonien et le calcaire carbonifère; dans la partie sud-ouest de l'île, des porphyres augitiques viennent s'intercaler dans les dépôts paléozoïques.

L'île tout entière, d'après Höfer, a une structure dissymétrique. Mais comme, ici encore, le pendage des couches vers l'est est indiqué comme étant tout à fait général le long de la côte ouest, et que

1. *Graf Wilczek's Nordpolarfahrt im Jahre* 1872, *Mittheilungen von Prof. H. Höfer, Geolog der Expedition*, II. *Ueber den Bau Nowaja Semlja's* (Petermanns Mittheil., XX, 1874, p. 297-305); F. Toula, *Eine Kohlenkalkfauna von den Barents-Inseln* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, LXXI, 1874, p. 527-608, pl.). [Voir aussi A. Wichmann, *Zur Geologie von Nowaja-Semlja* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XXXVIII, 1886, p. 516-550); Th. Tschernyschew, *Den ryska expeditionen till Novaja-Semlja* 1895 (Ymer, 1896, p. 129-148, carte, pl. 5). La partie méridionale de l'île, orientée N. W., comme les Monts Timan et la bordure nord du massif scandinave, est bien le prolongement de l'île Vaigatch et du Pae-Khoï; mais au nord de la Baie Sans Nom, où passe un grand accident transversal, les plis changent de direction et courent N.-S., comme dans l'Oural. Le plissement remonte à la fin de l'ère paléozoïque (Tschernyschew, Geogr. Zeitschrift, II, 1896, p. 118).]

l'aplatissement — Höfer a insisté sur cette particularité — va en s'accentuant vers l'intérieur, on a l'impression que le renversement de l'Oural doit s'étendre également à l'arc de la Novaïa Zemlia.

Le détroit de Yougor, la porte de Kara et le détroit de Matochtkine sont donc des sillons transversaux[1], comme le détroit de Gibraltar. Ils recoupent un arc homogène qui débute à l'Iodenei et qui, dans la toundra, en avant du Konstantinov Kamen, vient se raccorder à l'Oural septentrional et à son avant-chaîne, le Paemboï, avec lesquels sa direction forme un angle aigu (*Schaarung*). —

La chaîne principale de l'Oural, dirigée du N. au S., est accompagnée à l'ouest de nombreux chaînons parallèles, désignés sous le nom de *Parma* : c'est ainsi qu'on distingue la Haute Parma, l'Idchid Parma, etc. Ces parmas sont, autant du moins qu'on les connaît, des avant-plis, attestant la décroissance du plissement du côté de la plaine. De tels accidents ne peuvent apparaître qu'au pied des chaînes de montagnes en avant desquelles s'étend un pays dont la constitution est identique à la leur : si nous étions en présence d'un plateau de structure différente, il n'y aurait pas de parmas.

Mais la meilleure preuve du caractère homogène de l'Oural plissé et de la plate-forme qui le précède nous est fournie par un phénomène très particulier, qui mérite toute notre attention.

Par 60° de lat. N. environ, vers le Polioudov Kamen, près de Tcherdyn, on voit se détacher de l'Oural un large dos montagneux qui se poursuit jusqu'au delà du cercle polaire : ce sont les monts *Timan*. Ils se dirigent d'abord au N. W., en s'éloignant rapidement de l'Oural, puis au N. Ils circonscrivent avec l'Oural le domaine fluvial de la Petchora. En plusieurs points affleurent des schistes argileux anciens ; parmi les terrains paléozoïques, c'est le Dévonien qui présente la plus grande extension. Les parties culminantes ne dépassent pas 830 pieds [252 m.]. Keyserling le premier a reconnu leur importance, Schrenk et Stukenberg les ont décrits avec plus de détail [2].

Au delà du cercle polaire, vers la ligne de partage entre la Soula

[1. Cette vue a été confirmée, pour le détroit de Matochtkine, par Tschernyschew (Mém. cité).]

2. Alex. Graf Keyserling, *Wissenschaftliche Beobachtunqen auf einer Reise in d. Petschora-Land*, in-4°, St.-Pétersbourg, 1846, p. 337-406; Schrenk, ouvr. cité, I, p. 634-702; Al. Stukenberg, *Rapport sur un voyage géologique dans le bassin de la Petchora et au Timan* (en russe, Materialien zur Geol. Russland's, VI, 1875, p. 1-125, carte et coupes). [Voir aussi Th. Tschernyschev, *Travaux exécutés au Timane en* 1889 (en russe, Bull. Com. Géol., IX, 1890, p. 41-84, carte); N. Lebedeff, *Obersilurische Fauna des Timan* (Mém. Com. Géol., XII, n° 2, 1892). D'après ces recherches, la structure du Timan paraît être plus compliquée qu'on ne l'admettait jusqu'ici.]

et la Volonga, cette longue chaîne prend des contours plus nets, s'infléchit brusquement au N.W. et atteint la mer au nord-est de la baie Tchesskaïa. Elle possède une structure anticlinale. Son axe est granitique; des deux côtés viennent ensuite des schistes argileux, un peu de Silurien et le Carbonifère, qui s'étale plus largement; une puissante nappe de dolérite est intercalée dans les couches paléozoïques. Ces terrains forment les caps Roumianitchnoï, Barmin et Tchaïtsyn. L'éperon avancé du Sviatoï Nos correspond au calcaire carbonifère du flanc nord. Sur celui-ci repose, dans l'intérieur des terres, un lambeau d'argile à Inocérames de Simbirsk, ce qui indique l'âge de cette partie du système. D'après les renseignements fournis par le botaniste Ruprecht, cette même chaîne se prolonge à travers toute la largeur de la péninsule Kanine, depuis le cap Mikoulkine jusqu'au Kanine Nos[1].

Bien que la longue croupe du Timan ne soit pas du tout parallèle à l'Oural, Stukenberg fait remarquer avec beaucoup de raison que le dessin du tronçon situé au delà du point de rebroussement correspond exactement à celui du Pae-Khoï. En effet, on ne saurait méconnaître que la courbure qui se produit sur les bords de la Soula doit être considérée comme la répétition en quelque sorte du raccord entre l'Oural et le Pae-Khoï; et nous voyons se reproduire une fois de plus, à une grande échelle, des lignes analogues à celles que nous offrait le pays tertiaire des rives du Jhelam. Sur les bords de l'Océan Glacial apparaissent les mêmes traits fondamentaux de structure que dans les plaines ensoleillées de l'Indus; les grandes chaînes de plissement se sont développées de la même façon, ici avant le Jurassique supérieur, là-bas jusqu'après le Tertiaire supérieur. La direction des accidents, il est vrai, est absolument différente : tandis que nous avons vu régner, depuis l'Asie Mineure jusqu'aux îles de la Sonde, une poussée tangentielle qui, en dépit de toutes les déviations locales, est constamment dirigée vers le sud, cette même poussée s'exerce vers l'ouest dans l'Oural, et même vers le nord-ouest dans le Pae-Khoï.

1. J'emprunte ce renseignement à Schrenk et à Stukenberg; les publications de Ruprecht sur ce sujet montrent seulement que dans le nord-ouest de Kanine on trouve encore des hauteurs de 1 000 pieds au moins (*Beiträge zur Pflanzenkunde des russischen Reiches*, II, 1845, *Flora Samojed. Cisural.*, p. 5). [Voir G. Grewingk, *Voyage à la presqu'île de Kanine*, avec commentaires de Tschernyschew, Karpinsky et Nikitine (Mém. russes Acad. Sc. St.-Pétersbourg, LXVII, 1891, n° 11, p. 1-74, carte géol.). L'examen des échantillons rapportés par Grewingk et Ruprecht indique la présence de roches cristallines massives, de schistes métamorphiques, du terrain carbonifère et du Permien. Le Dévonien, le Jurassique et le Crétacé inférieur (Volgien) n'ont été observés qu'à l'état de blocs erratiques.]

Résumé général. — Cinq grands arcs, tournés vers le sud, s'alignent les uns à la suite des autres à travers tout le continent : ce sont l'arc malais, l'arc de l'Himalaya, l'arc extérieur écrasé de l'Hindou-Kouch, l'arc iranien et l'arc dinaro-taurique. A ces arcs vient se souder, avec des caractères un peu différents, celui qui entoure la Méditerranée occidentale.

Ces arcs séparent des régions plissées du nord le plateau de l'Afrique septentrionale et de l'Arabie et celui de la péninsule hindoue. L'arc malais, et peut-être aussi celui de l'Himalaya, englobent des fragments de plateaux.

Comme ces arcs s'infléchissent beaucoup plus vers le sud que les chaînes plissées qui leur font suite au nord, il en résulte une séparation en plusieurs segments, dont les uns sont des massifs de haut relief tandis que les autres se sont affaissés et ont été recouverts en partie par la mer. Seul, l'arc de l'Hindou-Kouch présente vers le sud un rétrécissement si marqué que la configuration de la surface y est différente.

Les hautes plaines ainsi délimitées deviennent des régions sans écoulement vers la mer : c'est ce qui arrive à l'intérieur de l'arc himalayen, puis en dedans de l'arc iranien, et pour la moitié orientale de la chaîne dinaro-taurique. L'étendue de ces bassins fermés va en diminuant notablement vers l'ouest.

L'arc malais avec son arrière-pays a été morcelé, et il en est de même pour la partie médiane de l'arc dinaro-taurique. Dans les deux cas, à l'intérieur des effondrements, se montrent ces digitations bizarres, telles que Célèbes et Halmaheira, la Chalcidique et la Morée. Nous savons par Neumayr et Burgerstein que chacune des trois presqu'îles de la Chalcidique possède une structure différente : Hagion Oros est un anticlinal de schistes et de calcaires cristallins, découpé par des cassures transverses; Longos est formée de gneiss et Kassandra de couches tertiaires. Cette diversité atteste que les contours sont indépendants de la nature du terrain et qu'ils résultent d'un affaissement.

Sur la bordure externe de la plupart de ces arcs, depuis la Birmanie jusqu'à la Méditerranée, les couches tertiaires moyennes se montrent plissées ou renversées. Le long des côtes du Mekran, des couches marines plus récentes, restées horizontales, les surmontent en discordance. —

Les plis du Tien-Chan se dirigent au nord de ces arcs vers l'Europe. Le Paropamise se relie par le Caucase aux Balkans et aux Carpathes; une violente torsion intervient alors, et le plissement

s'exerce désormais non plus vers le sud, mais vers le nord. Il semble que l'arc des Carpathes soit refoulé vers le nord par-dessus le Plateau Russe et les Sudètes.

Le Noura-Taou se prolonge par le Cheikh Djeli jusqu à Manghychlak et vers le Donetz.

Cette disposition se reflète dans le dessin de la Caspienne[1], car les contours méridionaux de cette mer sont déterminés par l'Elbourz, c'est-à-dire par l'arc iranien; les presqu'îles de Krasnovodsk et d'Apchéron[2] correspondent au passage de la première des branches du Tien-Tchan, dont nous venons de parler, et celle de Manghychlak au prolongement de la seconde. La mer Caspienne, nous l'avons vu plus haut, est un reste remontant à l'antiquité la plus reculée, la mer Noire au contraire est due à un effondrement récent, et il est assez significatif que l'allure des plis s'exprime dans les contours de la Caspienne, tandis que le dessin du Pont-Euxin ne la laisse pas soupçonner. La mer Egée correspond à un effondrement perpendiculaire aux plissements grecs, mais les arcs externes ressortent dans les contours de la Crète et de l'île de Chypre.

Sur la bordure extérieure des Alpes et des Carpathes, les couches tertiaires moyennes témoignent que la poussée tangentielle a duré jusqu'à cette époque, et il en est de même plus à l'est. En Slavonie, les couches à paludines de l'étage levantin se montrent même redressées; dans la presqu'île de Kertch les dépôts sarmatiques, et probablement aussi les dépôts pontiques, participent au plissement; dans le Caucase oriental, les couches sarmatiques sont portées à des altitudes très notables et forment des plis au nord de Vladikavkaz. Bien plus à l'est encore, Stoliczka nous a révélé la présence, sur la bordure méridionale du Tien-Chan, vers la dépression de Kachgar, de la formation dite *Artush Series*, qui est probablement d'âge tertiaire moyen, et dont les bancs s'inclinent à contresens[3]; et Mouchketov, ainsi qu'il a bien voulu me le communiquer, a rencontré des dépôts tertiaires de ce genre dans le Tien-Chan, à des hauteurs de 10 à 11 000 pieds [3 000-3 350 m.], par exemple sur les bords du Tchatyr Koul et à la passe de Ten

[1. Voir N. Androussov, *Aperçu de l'histoire du développement de la mer Caspienne et de ses habitants* (en russe, Bull. Soc. Imp. Russe de Géogr., XXIV, 1888, p. 91-114, 2 pl.); H. Sjögren, *Om bildningen af Kaspiska hafvets bäcken* (Geol. Fören. Förhandl., Stockholm, X, 1888, p. 49-74).]

[2. Voir H. Sjögren, *Ofversigt af Apscherons geologi* (Geol. Fören. Förhandl., Stockholm, XIII, 1891, p. 223-255, carte géol.); *De tektoniska förhållandena på halfön Apscheron* (Ibid., XIV, 1892, p. 383-422, 2 cartes géol.; carte schématique, p. 387).]

[3. Voir la coupe de Bogdanovitch, reproduite par K. Futterer, Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft Nr. 119, 1896, pl. II, fig. 1.]

Mouroun [Taou-Mouroum]. Sous la forme de conglomérats et de grès rouges, ils atteignent, par l'Alaï et le Souek, le Ferghana et le Turkestan. —

Comme on le voit, il s'est produit depuis le milieu des temps tertiaires, et jusqu'à une époque plus récente, d'importantes poussées tangentielles, venant plisser le fond de la mer qui s'étendait au centre de l'Europe et de l'Asie, tandis que les plateaux du sud sont restés aussi étrangers à ces poussées que les horsts et les fragments anciens de l'Europe centrale et occidentale. Ces derniers, il est vrai, ont été également poussés vers le nord-ouest, le nord ou le nord-est, et ce mouvement s'exprime en particulier dans le bassin houiller de la Belgique, mais le plissement des Alpes affecte une allure indépendante et se montre arrêté ou dévié par les contours de ces massifs.

Le fragment isolé des monts de Matchin, sur le Danube, se comporte d'une façon différente. Le Jurassique supérieur et le Cénomanien reposent horizontalement sur ses couches redressées. On ne saurait y reconnaître la moindre connexion avec les longs plissements dont nous venons de parler.

Également disparates au point de vue de l'âge et des directions sont l'Oural et le Pae-Khoï jusqu'à l'île de Vaïgatch et à la Novaïa Zemlia, ainsi que les monts Timan, avec la péninsule de Kanine. Il existe ici encore des arcs venant se raccorder par rebroussement, mais le Jurassique supérieur repose à plat sur les pentes de l'Oural et le Cénomanien se trouve en couches horizontales au sommet des Mougodjars.

CHAPITRE IX

L'AMÉRIQUE DU SUD[1]

Le massif du Brésil. — Les chaînes argentines. — Les Andes de Bolivie et du Chili. — Les Cordillères de la Côte et la Patagonie. — Pérou. — Ecuador, Colombie et Vénézuela. — Résumé général.

Le massif du Brésil. — Traversons maintenant l'Océan Atlantique, et passons au vaste continent de l'Amérique du Sud.

Les îles qui le précèdent sont peu nombreuses, et les roches volcaniques y dominent. *Fernando Noronha* est constituée par des phonolithes et des basaltes[2]. Dans les îles *Abrolhos* affleure une roche volcanique, probablement basaltique, interstratifiée dans des couches qu'on suppose appartenir au terrain crétacé. Mais sur le continent, à l'exception de quelques pointements éruptifs qui atteignent, tout au plus, le Crétacé, on ne trouve au loin aucune trace d'activité volcanique récente.

Depuis qu'au commencement de ce siècle des ingénieurs et des voyageurs autrichiens ont recueilli les premiers renseignements précis sur la constitution physique du Brésil, les observations géologiques se sont multipliées sur ce vaste empire; et grâce aux efforts de Hartt, trop tôt enlevé à la science, et de ses successeurs,

[1. Traduit par L. Gallois. — Pour une carte géologique générale de l'Amérique du Sud, voir Berghaus, *Physikalischer Atlas*, Abtheil. I, 1892, n° XIV, avec notice par G. Steinmann (trad. en anglais sous le titre de *Sketch of the Geology of South America*, Amer. Naturalist, XXV, 1891, p. 855-860; et en espagnol, *Un bosquejo de la Geologia de Sud-America*, Revista del Museo de La Plata, III, 1892, p. 13-18).]

[2. Voir John C. Branner, *the Geology of Fernando de Noronha*, part I (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXXVII, 1889, p. 145-161, carte); G. H. Williams, part II, *Petrography* (Ibid., p. 178-189); J. C. Branner, *the Æolian Sandstone of Fernando de Noronha* (Ibid., XXXIX, 1890, p. 247-257).]

les grands traits de la structure du sol sont aujourd'hui connus[1].

Nous aborderons le pays par la célèbre baie de Rio, puis, après un rapide coup d'œil sur l'intérieur, nous passerons aux provinces côtières de l'est. Nous examinerons ensuite la structure de la grande dépression de l'Amazone, et enfin, au delà des frontières du Brésil, celle de la Guyane jusqu'à l'Orénoque. C'est là, sur les bords de l'Apuré et de l'Orénoque, qu'est la limite septentrionale de cette vaste portion de la surface terrestre, de constitution uniforme, qu'on désigne sous le nom de *massif du Brésil.*

Rio de Janeiro est environné par les roches les plus anciennes du continent. Au sud de Rio, à travers la province de São Paulo, se prolonge au loin la Serra do Mar, qui tombe à pic sur la mer. En arrière, le Parahyba rassemble ses eaux dans une vallée longitudinale parallèle à la côte et atteint enfin la mer en coupant l'ancienne chaîne gneissique. Au delà de cette vallée longitudinale, les rivières coulent vers l'intérieur; la ligne de partage des eaux du vaste continent se trouve ainsi près de son rebord. On a donc, en partant de la mer, à franchir un rebord de cuvette, comme il arrive pour les Ghâtes de l'Inde.

Plus loin dans l'intérieur, dans la Serra Mantiqueira et au delà vers le nord et le nord-ouest, se succèdent avec une grande variété des schistes et des quartzites sans fossiles, des amphibolites, des talcschistes, des calcaires cristallins et la série des itacolumites, que beaucoup de géologues considèrent comme formant la partie supérieure du groupe archéen, mais que Hartt et d'autres rapportent déjà à l'époque silurienne inférieure[2].

Sur ces formations reposent de grandes masses horizontales de sédiments dévoniens et carbonifères et enfin, découpée en montagnes tabulaires, une puissante nappe de grès sans fossiles.

La province de Parana, au sud de Rio, fournit, d'après la description qu'en a donnée Orville Derby, un bon type de cette succession. En raison de la rare beauté de ses paysages, la Serra do Mar prend ici le nom de Serra Graciosa. Elle s'élève à pic au-dessus de la mer, en affectant la direction de l'E.N.E., et ses as-

1. C. F. Hartt, *Geology and Physical Geography of Brazil*, in-8°, Boston, 1870. [On trouvera un grand nombre d'indications sur les travaux récents relatifs à la géologie brésilienne dans le mémoire de John C. Branner, *Decomposition of Rocks in Brazil* (Bull. Geol. Soc. of America, VII, 1896, p. 255-314).]

2. W. O. Crosby a tenté de faire une détermination plus exacte de ces roches et de les comparer avec celles des montagnes de l'Amérique du Nord : *On the Age and Succession of the Crystalline Formations of Guiana and Brazil* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XX, 1880, p. 480-497).

sises sont fortement redressées. Elle est constituée par des granites, des roches porphyritiques et des gneiss schisteux, associés à des roches éruptives très anciennes. Plus à l'ouest, on rencontre de la serpentine et du marbre, des talcschistes, des quartzites, de l'itacolumite, et toutes les roches caractéristiques de la série récente, telle qu'on la connaît dans les provinces de Bahia et de Minas Geraes et probablement aussi dans le Rio Grande do Sul. A 50 kilomètres environ à l'ouest de Curitiba, une falaise abrupte traverse du N. au S. la province de Parana. Elle est formée, à la base, par les couches fortement redressées de cette série archéenne supérieure ou silurienne inférieure; au sommet au contraire, par les assises horizontales d'un grès blanc grossier traversé par de nombreux filons de roches vertes (*Grünstein*). Plus à l'ouest s'intercalent des schistes à fossiles dévoniens. Près de l'Ivahy affleure aussi un calcaire siliceux dévonien. Peut-être le terrain carbonifère est-il également représenté dans cette région. Le sol s'abaisse un peu, et l'on rencontre une seconde falaise, la Serra de Esperança, dont l'altitude est de 1 040 mètres. Elle traverse également toute la province. Elle est constituée, à sa partie inférieure, par un grès rouge tendre, et à sa partie supérieure par une nappe d'amygdaloïde, dont l'épaisseur atteint 100 mètres ou même davantage. Cette nappe puissante, qui est probablement d'âge mésozoïque, paraît se rapprocher, vers le sud, de la Serra do Mar et prendre une grande extension sur les bords de l'Uruguay[1].

Les lambeaux dévoniens et carbonifères se continuent d'une part à travers le Rio Grande do Sul[2], et d'autre part à travers São Paulo. Dans le Maranhão et le Matto Grosso[3], le long du Guaporé et du haut Paraguay, il existe probablement des couches carbonifères. Des couches horizontales ou très peu inclinées de grès sans fossiles se rencontrent dans Minas Geraes et São Paulo sous forme de *chapadas*, c'est-à-dire de tables isolées, restes d'une ancienne

1. Orville A. Derby, *The Geology of the Diamantiferous Region of the Province of Parana, Brazil* (Proc. Amer. Phil. Soc. Philadelphia, XVIII, 1870, p. 251-258).

[2. Voir A. Hettner, *Das südlichste Brasilien* (Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin, XXVI, 1891, p. 85-144, carte géol.). Les dépôts de charbon du Brésil méridional ont fourni récemment de nombreuses plantes de la flore à *Glossopteris* de l'Inde et de l'Australie, telles que *Gangamopteris cyclopteroides*, associées à des espèces de la flore houillère ou permienne de l'hémisphère boréal; R. Zeiller, *Note sur la flore fossile des gisements houillers de Rio Grande do Sul* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XXIII, 1895, p. 601-629, pl. VIII-X).]

[3. Voir J. W. Evans, *The Geology of Matto Grosso, particularly the Region drained by the Upper Paraguay* (Quart. Journ. Geol. Soc., L, 1893, p. 85-104). Des fossiles dévoniens rapportés du Matto Grosso, par P. Vogel, ont été décrits par L. von Ammon, Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, XXVIII, 1893, p. 352-366.]

nappe continue de grès, d'une altitude de 2000 à 3000 pieds [600 à 900 m.] au-dessus de la mer. Elles prennent une plus grande extension du côté du Matto Grosso, forment, entre le Tocantins et le Rio São Francisco, une nappe continue, au-dessus de laquelle les terrains archéens n'apparaissent souvent que comme des îlots, et atteignent la côte septentrionale à travers les provinces de Piauhy et de Ceara.

L'âge de cette nappe de grès n'est pas connu; peut-être même comprend-elle des dépôts d'âge différent. —

Dans les provinces orientales, on retrouve en quelques points, comme à Estancia dans la province de Sergipe, et aussi dans les montagnes au-dessus de Rio de Contas, le grès rouge et les marnes mésozoïques qui affleurent dans la Serra de Esperança. Cette formation a été comparée par les géologues américains au Trias de la partie orientale des États-Unis; elle rappelle aussi les dépôts analogues qui se trouvent sous la Craie transgressive dans la Meseta espagnole.

Sur la côte orientale, près de Camamu, au sud de Bahia, on rencontre au-dessus du gneiss une roche friable riche en pétrole, qu'on appelle *turba*. A Bahia la couche inférieure, qui vient directement au-dessus du gneiss, est un dépôt d'eau douce, avec *Crocodilus*, *Melania*, *Vivipara*, *Unio*, *Estheria*. Non loin de Bahia, sur le même horizon, il existe un lit à ossements, avec restes de Dinosauriens et de Crocodiles. Ce niveau, auquel appartient peut-être aussi la turba de Camamu, est assimilé au Wealdien ou au Néocomien. Par-dessus viennent des couches marines du Crétacé moyen avec *Buchiceras*, puis la Craie supérieure avec inocerames, et enfin, au sommet, une assise à mosasaures. D'après Hartt, on connaît des lambeaux de couches marines transgressives appartenant au terrain crétacé dans les provinces de Piauhy, Ceara, Parahyba do Norte, Pernambuco, Alagoas et au sud de Sergipe, jusqu'à Bahia, probablement même jusque dans les îles Abrolhos[1]. Il semble que tout le fond de la dépression de l'Amazone soit constitué par ces formations crétacées. La localité la plus méridionale du

1. S. Allport, *On the Discovery of some fossil Remains near Bahia, South America* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVI, 1860, p. 263-268); Hartt, Ouvr. cité, p. 263, 346, 355, 556, etc. [Voir aussi John C. Branner, *the Cretaceous and Tertiary Geology of the Sergipe Alagôas Basin of Brazil* (Trans. Amer. Phil. Soc., new ser., XVI, 1890, p. 369-434, 5 pl.); C. A. White, *Contributions to the Paleontology of Brazil; comprising descriptions of Cretaceous Invertebrate Fossils, mainly from the Provinces of Sergipe, Pernambuco, Para and Bahia.* In-4°, 273 p., 28 pl. (Extr. from vol. VII of Archivos do Museu Nacional do Rio de Janeiro, 1888).]

Brésil où l'on ait trouvé des fossiles crétacés, dans l'Est, est Bahia.

Très loin vers l'ouest, dans la République Argentine, nous rencontrerons de nouveau des dépôts d'eau douce avec *Melania* et pétrole; ils affleurent au pied du rebord occidental du plateau de Matto Grosso, et l'on suppose qu'ils correspondent à ceux de Bahia. Une extension aussi extraordinaire est, dans tous les cas, difficile à comprendre. —

Passons maintenant au bassin de l'*Amazone*. Nous suivrons encore la description si instructive d'Orville Derby, qui résume

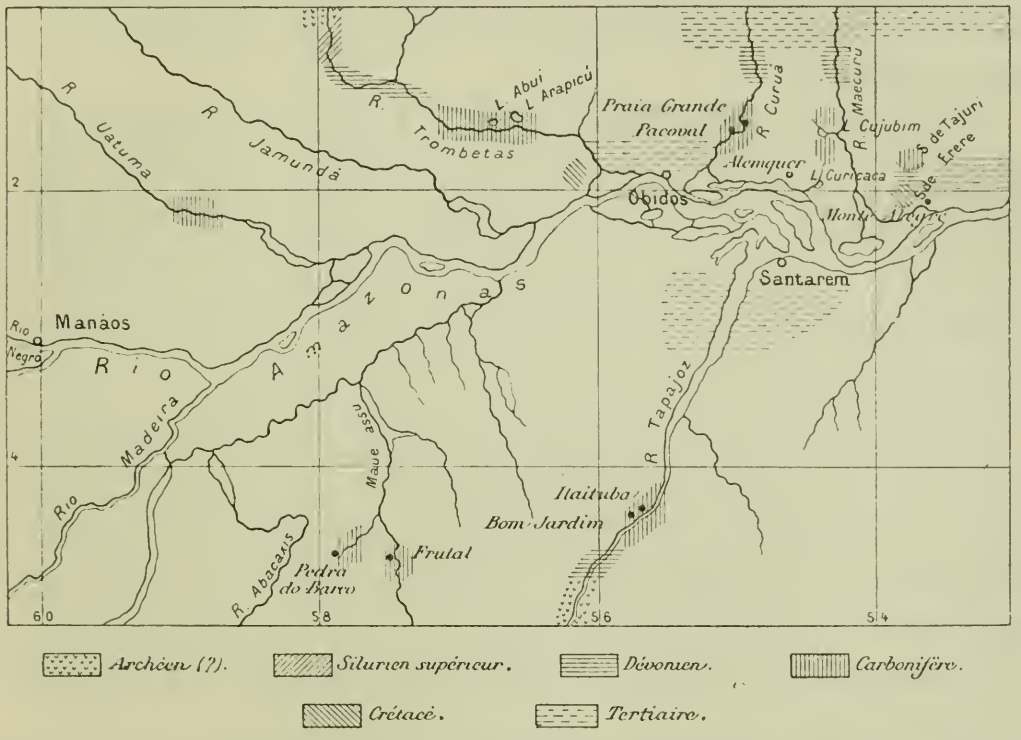


Fig. 97. — Esquisse géologique d'une partie du Bassin de l'Amazone, d'après O. A. Derby (Journal of Geology, vol. II, 1894, p. 481). — Échelle de 1 : 7.500.000.

toutes les recherches faites jusqu'à ce jour sur cette vaste dépression[1].

Ce bassin est si bas que Chandless, très loin vers l'ouest, près du versant oriental des Andes boliviennes, n'a trouvé sur le cours supérieur du Purus qu'une hauteur de 1 088 pieds [330 m.]. C'est en

1. Orville A. Derby, *Contribuições para a Geologia da Região do Baixo Amazonas* (Arch. do Museu Nac. do Rio de Janeiro, II, 1877, p. 77-104; ce mémoire, très nourri de faits, a été traduit en anglais dans les Proc. Amer. Phil. Soc. Philadelphia, XVIII, 1879, p. 155-178); voir aussi Hartt, *Contributions to the Geology and physical Geography of the lower Amazonas* (Bull. Buffalo Soc. Nat. Hist., I, 1874, p. 201-235); Rathbun, *The Devonian Brachiopoda of the Province of Para, Brazil* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XX, 1879, p. 14-39). [Voir surtout Orville A. Derby, *The Amazonian Upper Carboniferous Fauna* (Journal of Geol., Chicago, II, 1894, p. 480-501).]

partant du nord et du sud, pour se rapprocher du grand fleuve, qu'on rencontre les roches les plus anciennes. Les plus anciens dépôts visibles doivent appartenir à la série silurienne inférieure. Ils affleurent en Guyane, à peu près suivant une ligne qui commencerait, sur la côte orientale, à 1° de lat. N., et se prolongerait jusqu'aux environs du confluent du Rio Negro et du Rio Branco, par 1° ou 2° de lat. S. Au sud, ces roches déterminent les rapides des affluents méridionaux, et la limite septentrionale de leur extension couperait à peu près le Tocantins par 3° ou 4°, le Tapajos par 4° ou 5° et le Madeira par 8° ou 9° de lat. S. Le cours du Madeira semble correspondre sur une grande longueur à la limite occidentale de ces affleurements.

A ces roches anciennes fait suite, au nord de l'Amazone, dans les vallées du Trombetas, du Curua, du Maecuru et probablement sur toute la longueur de cet alignement, une assez large ceinture de Silurien supérieur. Elle correspond au *Medina sandstone* du groupe du Niagara, dans l'Amérique du Nord. On ne connaît pas de zone analogue au sud de l'Amazone, mais il est possible qu'on l'y retrouve un jour.

La zone suivante, plus large que la zone silurienne, appartient au Dévonien et comprend plusieurs subdivisions. On la connaît au nord, avec un développement considérable, le long de la zone silurienne, et à l'ouest jusqu'à l'Uatuma, cours d'eau situé entre le Trombetas et le Rio Negro. Au sud du fleuve on n'en a signalé que des lambeaux. Mais on la rencontre au milieu des alluvions de l'Amazone, à l'ouest de Monte Alegre, dans les débris d'un anticlinal dirigé de l'E. à l'W.

Les dépôts carbonifères occupent un espace bien plus considérable. Au nord de l'Amazone, ils s'étendent vers l'est au moins jusqu'à Prainha, atteignent le fleuve lui-même à Alemquer, et se prolongent à l'ouest au moins jusqu'à l'Uatuma. Au sud, ils s'étalent probablement du Tocantins jusqu'au Madeira, et affleurent surtout auprès du Tapajos.

Les dépôts paléozoïques forment donc un bassin symétrique, dont les couches carbonifères occupent le centre. Seul l'anticlinal de Monte Alegre laisse apercevoir le terrain dévonien au milieu des alluvions de l'Amazone. —

Il y a ensuite une énorme lacune dans la série sédimentaire. La formation la plus ancienne, après les précédentes, qu'on connaisse dans ce vaste bassin est un grès grossier, qui, dans le voisinage d'Ereré et jusqu'à Monte Alegre repose sur le Dévonien et contient

des restes de végétaux qu'on rapporte à l'époque crétacée. Beaucoup plus haut en amont, à l'ouest du Madeira, sur l'Aquiri, dans le bassin supérieur du Purus, les formations crétacées sont très développées; on y a trouvé des débris de mosasaures et de tortues.

Le bassin de l'Amazone pourrait donc bien avoir été à l'époque crétacée un large golfe limité par des dépôts paléozoïques. A Ereré, des roches éruptives pénètrent jusque dans le Crétacé.

Des bancs de grès bigarré correspondent à la fin des temps tertiaires, notamment dans la partie inférieure du cours du fleuve, entre Prainha et Almeirim. A la base de cette formation, on a trouvé à Pebas au Pérou, à l'embouchure de l'Ambayacu, une argile bleue contenant des coquilles fossiles. Boettger, qui a examiné cette faune saumâtre, déclare que les couches de Pebas, à en juger par leur faciès spécial, sont « des dépôts d'estuaire de l'ancien Marañon qui remontent au moins à l'époque oligocène, peut-être même à l'époque éocène[1]. » —

Tout ce qu'on sait jusqu'à présent de la structure géologique du pays situé au nord du bassin de l'Amazone permet de le considérer comme une répétition de la région qui est au sud. Des roches archéennes, parmi lesquelles on signale notamment le granite, en forment, semble-t-il, le sous-sol[2]. On les voit encore au confluent du Caroni et de l'Orénoque. Dans la Guyane anglaise, entre 4° et 6° de lat. N., d'importants lambeaux horizontaux de grès reposent, d'après Sawkins, sur ce soubassement. Un témoin gigantesque de ce genre, percé de nombreux filons de *Grünstein*, constitue, d'après cet observateur, le sommet horizontal du Roraima, haut de 7 500 pieds [2285 m.], aux pentes partout abruptes, qui se dresse sur la frontière du Vénézuéla (fig. 98)[3].

1. O. Boettger, *Die Tertiärfauna von Pebas am oberen Marañon* (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst., XXVIII, 1878, p. 503.

[2. Voir Ch. B. Brown and J. G. Sawkins, *Reports on the Physical, Descriptive, and Economic Geology of British Guiana*, in-8°, carte géol., 1 pl. de coupes, London, 1875; Ch. Vélain, *Notes géol. sur la Haute-Guyane, d'après les explorations du* Dr Crevaux (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., VII, 1879, p. 388-395; IX, 1881, p. 396-417, pl. IX-XII); *Esquisse géol. de la Guyane française et des bassins du Parou et du Yari, d'après les explorations du* Dr Crevaux (Bull. Soc. Géogr., 7e sér., VI, 1885, p. 453-492, carte géol.); K. Martin, *Geol. Studien über Niederlaendisch West-Indien, auf Grund eigener Untersuchungsreisen*, in-4°, Leiden, 1888, p. 141-218, carte géol.]

3. J. G. Sawkins, *Geological Observations on British Guyana* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXVII, 1871, p. 419-433); voir aussi Attwood, *A Contribution to South-American Geology* (Ibid.. XXXV, 1879, p. 582-588). H. Whitely a donné des vues de la haute montagne tabulaire du Roraima et de son voisin, le Kukenam, dans les Proc. R. Geogr. Soc. London, 1884, p. 458 et 461. [Voir aussi E. Reclus, *Nouvelle Géographie Universelle*, t. XIX, 1894, p. 9 (d'après C. B. Brown).]

De l'autre côté de l'Orénoque, le pays, comme nous le verrons bientôt, présente une constitution différente.

Les chaînes argentines. — Les hautes montagnes de l'Amérique du Sud se composent de deux parties qui se rejoignent sous un angle obtus dans le Sud du Pérou et en Bolivie, à l'est du golfe d'Arica. Nous commencerons l'examen de leur structure par la partie méridionale, située dans la République Argentine : sous la direction de Burmeister, il s'est formé dans ce pays une école de savants, et les recherches y sont plus avancées que dans les autres

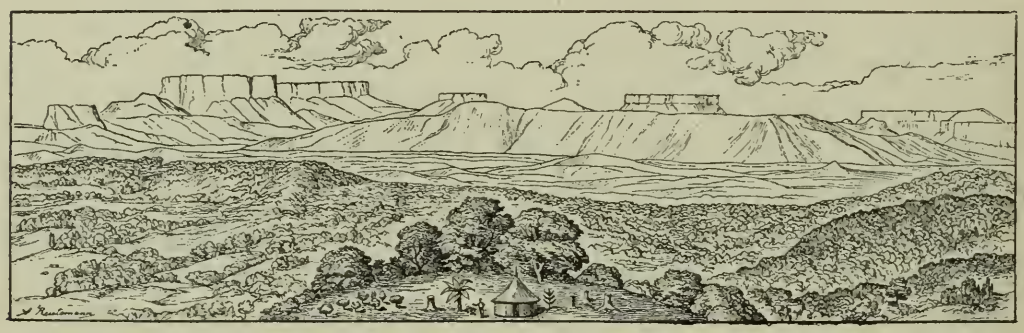


Fig. 98. — Le Roraima (Guyane Anglaise), d'après Brown et Sawkins (*Reports on the physical, descriptive and economic Geology of British Guiana*, in-8°, London, 1875; p. 264, fig. 40). Vue prise du Mont Camooda, dans la direction de l'W.S.W.

1. Mont Marima; 2. Roraima; 3. Grande Cascade; 4. Mont Kukenam; 5. Mont Haiamahtewick; 6. Mont Illebcaper; 7. Mont Waiacker-Paiaper; 8. Mont Caraway; 9, 10. Vallée de la Cukine River.

parties de la vaste région montagneuse qui s'étend de la mer des Antilles au cap Horn[1].

Du haut pays de Bolivie, plusieurs chaînes parallèles, dirigées du N. au S., pénètrent dans l'Ouest du territoire argentin. Les plus occidentales d'entre elles s'alignent le long de la haute chaîne

[1. Voir surtout A. Stelzner, *Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Argentinischen Republik. I. Geologischer Theil. Beiträge zur Geologie der Argentinischen Republik und des angrenzenden, zwischen dem 32. und 33° S. Br. gelegenen Theiles der Chilenischen Cordillere.* In-4°, 1 carte géol., 3 pl. de coupes, Cassel-Berlin, 1885; Résumé, Annuaire géol. univ., IV, 1887, p. 771-777; L. Brackebusch, *Mapa geologico del Interior de la Republica Argentina*, 1 : 1.000.000. 5 feuilles publiées, Gotha, 1892; J. Valentin, *Bosquejo geologico de la Argentina* (extr. de la 3e édit. du *Diccionario geografico Argentino* de F. Latzina, 1897). — Pour la géographie de la région, consulter la grande carte à 1 : 1.000.000. de L. Brackebusch, *Mapa de la Republica Argentina, construido sobre los datos existentes y sus proprias observaciones hechas durante los años* 1875-1888, 13 feuilles, Hamburg, 1891; le même, *Eine neue Karte der Argentinischen Republik* (notice sur la carte précédente, Petermanns Mitteil., XXXVIII, 1892, p. 176-189, pl. 14, 15); *Ueber die Bodenverhältnisse des nordwestl. Teiles der Argentinischen Republik* (Ibid., XXXIX, 1893, p. 153-166, pl. 10, 11 : carte hypsométrique et carte physiographique).]

des Andes, les plus orientales se dressent au milieu des Pampas. Plusieurs observateurs, parmi lesquels Stelzner, qui a tant contribué à étendre nos connaissances sur ces régions, ont également fait remarquer que les chaînes situées beaucoup plus loin au sud-est, et également orientées N.W.-S.E., entre Buenos-Ayres et Bahia Blanca, doivent, à cause de la similitude des roches qui les constituent, être rattachées aux sierras argentines de l'ouest[1].

Ainsi, dès le premier coup d'œil que nous jetons sur les Andes, nous sommes amenés à regarder vers l'est, aux environs du cap Corrientes. —

La partie la plus septentrionale des chaînes argentines, dans les provinces de Salta et de Jujuy, depuis le 22° jusqu'au 25° environ de lat. S., a été étudiée par Brackebusch. Nous sommes dans le pays des sources du Rio Vermejo. A l'ouest, dans l'intérieur des montagnes, s'y rattache la région sans écoulement vers la mer des Salinas de la Puna. Les représentations cartographiques qui ont été données de ce pays sont très fautives, et d'après Brackebusch, que je prends ici comme guide, la position d'Oran doit être reportée d'un bon degré à l'ouest[2].

Du Gran Chaco, près du rebord oriental de ces montagnes du nord, émerge d'abord une puissante série de dépôts, qui sont caractérisés par leur richesse en pétrole et en sel gemme. Ce sont des couches de grès bigarré, et aussi de dolomie et de gypse. Elles contiennent des débris de poissons et, en certains points, une grande quantité de petits gastropodes; on y trouve en grand nombre *Chemnitzia* (*Melania*) *potosensis*, d'Orb. Les opinions sur l'âge de ces dépôts diffèrent beaucoup. Brackebusch les place à la limite du Jurassique et du Crétacé et note que le porphyre quartzifère qu'on rencontre par endroits dans les provinces de Salta et de Jujuy est toujours associé aux grès bigarrés[3].

Ces couches à pétrole ont une énorme extension; elles forment vraisemblablement tout le sous-sol du Gran Chaco et s'étendent fort loin, au nord et au sud, le long du versant oriental des Andes. Brackebusch est disposé à les rattacher aux gisements pétrolifères

1. Alfr. Stelzner, dans R. Napp, *Die Argentinische Republik*, in-8°, Buenos-Aires, 1876, p. 71. La direction de ces chaînes se voit très bien sur la carte de H. Burmeister, *Die Südamerikanischen Republiken Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay* (Petermanns Mittheil., Ergänzungsheft Nr. 39, 1875).

2. L. Brackebusch, *Estudio sobre la Formacion Petrolifera de Jujuy* (Bol. Acad. Nac. Ciencias Cordoba, V, 1883, p. 137-184), et *Viaje a la Provincia de Jujuy* (Ibid., p. 185-252, carte).

3. Brackebusch, Mém. cité, p. 181. Sur l'Aconquija, voir aussi Kuss, *Note sur les filons de quartz aurifère de l'Atajo* (Ann. des Mines, 8e sér., V, 1884, p. 379-388).

et aux formations lacustres que nous avons précédemment signalés sur la côte orientale, près de Bahia.

Ces dépôts ne constituent pas seulement le sous-sol de la plaine; ils ont encore pris part aux mouvements qui ont donné naissance aux montagnes; ils apparaissent non seulement dans le fond des vallées qui séparent les chaînes parallèles, longs alignements qui pénètrent au loin dans la Bolivie méridionale, mais on les rencontre aussi à de grandes hauteurs dans les chaînes elles-mêmes, à 5 000 mètres par exemple dans la sierra de Zenta, qui borne vers l'est la grande vallée longitudinale de Humahuaca.

Les chaînes sont constituées par des couches presque toujours fortement redressées de quartzites, de schistes et de grauwackes, contenant des fossiles de la faune primordiale et de la faune silurienne inférieure. La principale de ces bandes siluriennes part des hautes montagnes de la Bolivie, dans les provinces de Potosi et de Tarija, se prolonge à travers Jujuy et Salta, et se termine par la Sierra relativement peu élevée de San Javier, à l'est du Nevado de Aconquija et à l'ouest de la ville de Tucuman. Les principaux chaînons parallèles, à l'ouest, sont : la Sierra del Aguilar, qui laisse affleurer le soubassement granitique et qui s'élève au-dessus de la plaine de la Puna à 5 300 mètres d'altitude; puis la Sierra de Cochinocha et la Sierra riche en mines de Cabalonga, qui toutes deux se dirigent vers la Bolivie; la seconde est entourée de grandes masses de trachyte, qui forment les montagnes de la frontière. Le Nevado de Aconquija est formé de granite et de gneiss, et se prolonge vers le nord entre les chaînes siluriennes; ses contreforts apparaissent à l'ouest des Salinas de la Puna, et, comme nous l'avons dit, au pied de la Sierra del Aguilar.

A l'est de la chaîne principale se trouvent également des chaînons siluriens; l'un d'eux, le plus oriental, dévie de la direction commune vers le N.N.E., forme les Sierras de Santa Barbara et de Maiz Gordo, et plonge sous le Gran Chaco avant d'avoir atteint le Rio Vermejo.

Les bandes siluriennes sont percées, notamment à l'ouest, par de nombreux filons ou amas de trachyte.

Nous savons par Stelzner que ces chaînes se prolongent encore très loin vers le sud, jusqu'au 33° de lat. S.[1]. Elles sont longues et étroites, souvent abruptes et d'altitude considérable, et leur direction s'écarte peu de celle du méridien. Vers l'ouest, elles sont gé-

1. Stelzner, Neues Jahrb. f. Min., 1872, p. 193-198, 630-636; 1873, p. 726-744.

néralement plus serrées les unes contre les autres; vers l'est, elles s'espacent davantage. L'inclinaison des couches est très forte. Une partie de ces chaînes est constituée par des schistes cristallins, des gneiss et des granites[1]; on y rencontre aussi de larges épanchements de roches porphyriques, de trachytes, et plus rarement de basaltes A l'ouest de San Juan court du N. au S. une longue bande calcaire, dont Kayser, en se basant sur les fossiles recueillis par Stelzner, sur une longueur de 150 kilomètres, a démontré l'âge silurien inférieur. A l'est de la Sierra Famatina s'aligne une traînée parallèle, également silurienne inférieure[2].

Sur le versant oriental de la même Sierra et de son prolongement vers le sud, comme aussi en plusieurs autres points situés dans les provinces de La Rioja, de San Juan et de Mendoza, on rencontre des grès et des schistes bitumineux formant de longues bandes méridiennes. C'est la continuation vers le sud des dépôts pétrolifères de Jujuy et de Salta; cependant, d'après les débris de végétaux qu'ils renferment, on les rapporte ici à l'étage rhétien[3].

On n'a pas encore trouvé de fossiles siluriens dans les Sierras

[1. Les nombreux échantillons de roches cristallines et schisteuses rapportés de la République Argentine, et particulièrement des Sierras pampéennes, par L. Brackebusch, ont été étudiés au microscope par B. Kühn, J. Romberg, P. Sabersky et P. Siefert (voir *Petrographische Untersuchungen argentinischer Gesteine, ausgeführt im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Berlin*, Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. VII 1891, p. 295-405, pl. VI, VII; VIII, 1893, p. 275-406, pl. VII-XVIII; IX, 1894-95, p. 293 450, pl. XII-XIV).]

2. E. Kayser, *Ueber primordiale und untersilurische Fossilien aus der Argentinischen Republik* (publié également sous le titre de: *Beiträge zur Geologie und Palæontologie der Argentinischen Republik, herausgegeben von* Alf. Stelzner; Palæontographica, Supplem. III, 1876, p. 1-5).

3. H. Br. Geinitz, *Ueber Rhätische Pflanzen und Thierreste in den argentinischen Provinzen La Rioja, S. Juan und Mendoza* (Ibid.). [Voir aussi L. Szajnocha, *Ueber fossile Pflanzenreste aus Cacheuta in der Argentinischen Republik* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Cl., XCVII, Abth. I, 1888, p. 219-245, pl. I, II). On a récemment signalé, d'abord à Bajo de Velis, dans la province de San Luis, puis dans diverses localités de la province de La Rioja (Sierra de los Llanos, Sierra Famatina, etc.), la présence de plusieurs espèces de la flore à *Glossopteris*, telles que *Nevropteridium validum*, *Gangamopteris cyclopteroides*, *Noeggerathiopsis*, etc.; dans le plus septentrional de ces gisements, à Trapiche, ces formes, caractéristiques du Gondwana inférieur de l'Inde, sont associées à des empreintes de Lépidodendrées : il semble ainsi qu'on se trouve là, comme dans la région méridionale du Brésil, sur la limite commune des deux grandes provinces botaniques du commencement de l'époque permienne; F. Kurtz, *Contribuciones a la Palæophytologia Argentina, II. Sobre la existencia del Gondwána Inferior en la Republica Argentina* (Revista del Mus. de la Plata, VI, 1894, p. 125-139, 4 pl.; trad. Records Geol. Surv. Ind., XXVIII, 1895, p. 111-117); G. Bodenbender, *Sobre la edad de algunas formaciones Carboniferas de la Republ. Argentina* (Rev. del Mus. de la Plata, VII, 1895, p. 129-148, 1 tabl.); R. Zeiller, *Remarques sur la flore fossile de l'Altaï à propos des dernières découvertes paléontologiques de MM. les Drs* Bodenbender *et* Kurtz *dans la République Argentine* (Bull. Soc. Geol. de Fr., 3e sér., XXIV, 1896, p. 466-487).]

situées plus à l'est, entre San Luis et Cordoba[1]. Les chaînes les plus orientales, et celles qui s'élèvent près de la ville de Cordoba, notamment les Sierras Ischilin, Achala ou de Cordoba, Cerezuela sont exclusivement formées de gneiss, de schistes archéens, de marbre et de pointements de granite et de trachyte[2].

Nous arrivons maintenant aux montagnes de la province de Buenos-Ayres, alignées S.E. ou E.S.E., qui constituent une partie de ce que Burmeister appelle le « système de Pampas du sud ». Il y a là deux chaînes : la *Sierra Tandil*, qui forme le cap Corrientes, et au sud de celle-ci la *Sierra de la Ventana*, qui est la plus élevée et atteint l'altitude de 1 030 mètres. Parchappe, le compagnon de d'Orbigny, Darwin, puis Heusser et Claraz les ont visitées, mais c'est seulement depuis la description de Doering qu'il est possible de se rendre compte de leur structure[3].

Ces deux chaînes sont constituées par les mêmes roches, et sont toutes deux monoclinales; l'inclinaison de leurs couches est vers le sud-ouest, et les étages les plus anciens affleurent au nord-est.

Le bord nord-est de la Sierra Tandil est formé de granite; viennent ensuite des gneiss assez fortement inclinés vers le sud-ouest. Sur ces gneiss reposent en discordance, avec une inclinaison beaucoup moindre, des talcschistes, des schistes argileux, des dolomies et des quartzites en bancs réguliers, dont l'identité pétrographique avec les dépôts siluriens des chaînes méridiennes de l'Argentine occidentale a été reconnue par les géologues qui connaissent le mieux cette région. Le versant sud-ouest de la Sierra est très plat; les quartzites y sont, par endroits, presque horizontaux, et s'y montrent découpés en plateaux.

Le second alignement montagneux, ordinairement connu sous

[1. Voir J. Valentin, *Informe sobre una excursion efectuada en la Provincia de San Luis en los meses de setiembre y octubre de* 1894 (Rev. del Mus. de La Plata, VII, 1895, p. 97-118, 2 pl.).]

2. Brackebusch, *Informe sobre un viaje geologico por las Sierras de Cordoba y de S. Luis* (Bol. Acad. Nac. Ciencias Cordoba, II, 1876, p. 167-216); Stelzner, dans Napp, *Argentinische Republik*, p. 71 et suiv., reproduit aussi en partie dans O. Wien, *Die Sierra von Cordoba* (Zeitschr. f. allg. Erdk., Berlin, XVII, 1882, p. 57 et suiv., carte).

3. *Informe oficial de la Comision cientifica agregada al Expedicion al Rio Negro bajo l'ord. del general D. Julio A. Roca*, in-4°, Buenos Aires, 1883; III, *Geologia, por el* Dr. Adolf Doering, p. 299-400. Pour certaines parties de la Sierra Tandil, voir aussi Holmberg, Act. Acad. Nac. Ciencias Cordoba, V, 1884, p. 28-30 et 58. [Voir aussi R. Hauthal, *La Sierra de la Ventana* (Rev. del Museo de la Plata, III, 1892, p. 3-11); J. Valentin, *Rapido estudio sobre las Sierras de los Partidos de Olavarria y del Azul* (Ibid., VI, 1894, p. 1-24); J. v. Siemiradzki, *Zur Geologie von Nord-Patagonien* (Neues Jahrb. f. Min., 1893, I, p. 20-32).]

le nom de Sierra de la Ventana, comprend en réalité plusieurs parties. La première est la longue Sierra de Cura-Malal, venant de l'W.N.W. ; elle se continue à l'E.S.E. par la chaîne de Pilla-Huinco ; du point où ces deux chaînons viennent se réunir, se détache sous un angle très aigu la haute Sierra de la Ventana, qui s'incline davantage vers le S.E. La Sierra de Pilla-Huinco est constituée, autant du moins qu'on la connaît, par des gneiss ; les deux autres par des quartzites. Mais ces quartzites sont beaucoup plus redressés que dans la Sierra Tandil, ils sont souvent même verticaux, et les arêtes aiguës de leurs murailles crénelées forment un singulier contraste avec la vaste étendue des pampas, d'où elles émergent brusquement.

L'hypothèse que ces sierras, orientées vers le S.E., ne sont qu'un prolongement dévié des sierras méridiennes de même constitution, est confirmée par ce fait que plus loin dans l'ouest, sur les rives du Chadi Leuvù (Rio Salado), des granites et des porphyres font saillie au-dessus de la plaine, et se continuent selon toute apparence, d'après Doering, par une série de mamelons isolés, jusqu'aux *Precordilleras*, c'est-à-dire jusqu'aux contreforts orientaux des Andes. Cette série part de la Sierra de Choique-Mahuida, qui s'élève à 100 mètres environ au-dessus de la plaine par 38° 5′ de lat. S. au nord du Rio Colorado, se poursuit par la Sierra de Lihué-Calel, située à 60 ou 70 kilomètres au N.N.W., dans le voisinage du grand lac Urre Lauquen, puis par la Sierra de Luan-Mahuida, située à 50 kilomètres plus loin encore vers le N.N.W. et, enfin, par d'autres sommets, atteint les sierras de Luan-Co et de Auca Mahuida, qui se rattachent aux hautes chaînes méridiennes des Précordillères.

Sur la côte orientale, près de San Antonio, dans la baie de San Matias, pointe encore un roc isolé de porphyre.

Le plateau de Patagonie est formé de dépôts horizontaux d'âge tertiaire et plus récents encore. Au loin vers le sud, à l'extrémité du continent, les Andes s'infléchissent vers l'île des États. Cette inflexion se produit exactement dans le même sens que celle des chaînes méridiennes de l'Argentine occidentale vers la Sierra Tandil et le cap Corrientes, vers la Sierra de la Ventana et vers les mamelons de Choique-Mahuida, indiquée, comme on l'a vu, par des coïncidences remarquables. Cette concordance montre que le mouvement a été général, et que les ramifications des Andes vers le sud et le sud-est divergent de la même façon que les chaînons occidentaux du Tien-Chan.

Dans les vastes plaines déterminées par cette virgation pénètrent des sédiments récents, restés horizontaux. A Santa Maria (Catamarca), par 26° environ de lat. S., Stelzner signale des grès avec bivalves, qu'il regarde encore comme la trace possible de dépôts marins tertiaires [1].

Peut-être la direction vers le N.N.E. de la Sierra de Maiz Gordo, dans la province de Salta (25°-24° de lat. S.), indique-t-elle une virgation analogue, mais dans une direction opposée.

Les Andes de Bolivie et du Chili[2]. — Les chaînes des Andes se dirigent vers le sud-est dans le Pérou méridional et la Bolivie, vers le sud au Chili; en Patagonie, elles s'infléchissent d'abord vers le sud-est, puis vers l'est, dans la direction de l'île des États. Le dessin de la côte suit très exactement ces changements d'orientation, et par là s'expliquent le golfe d'Arica et la forme de l'extrémité méridionale de l'Amérique, si singulièrement projetée vers l'est.

Il y a dans le Pérou méridional deux chaînes très hautes et plusieurs autres chaînes parallèles de moindre importance. De ces deux chaînes maîtresses, la plus occidentale, qui forme la ligne de partage des eaux vers l'Océan Atlantique, est proprement désignée sous le nom de Cordillère des Andes, bien que la Cordillère orientale, à laquelle appartiennent l'Illimani et l'Illampu, atteigne, surtout dans sa partie méridionale, une altitude supérieure. Cette dernière est coupée de vallées transversales qui s'ouvrent vers l'est.

Au Chili, il n'existe plus qu'une seule chaîne, qui doit être considérée, ainsi que nous le verrons plus loin, comme le prolongement de la chaîne occidentale du Pérou. Mais à l'ouest de cette rangée, du côté de la mer, le relief du Chili présente des particularités curieuses : tout près de la côte s'alignent une série de tronçons montagneux indépendants, à l'ensemble desquels nous donnerons le nom de *Cordillères côtières*. Entre celles-ci et le

1. Stelzner, Neues Jahrb. f. Min., 1873, p. 728. [A une dizaine de degrés plus au sud, dans le bassin du Rio Salado (Arroyo Pequenco), O. Behrendsen a signalé des calcaires glauconieux à *Cardita morganiana* Rathb. dont la faune, d'ailleurs assez maigre, possède un cachet paléocène très net. Si cette assimilation se confirme, ce gisement représenterait le seul lambeau de couches tertiaires d'origine marine que l'on connaisse à l'intérieur des Cordillères.]

[2. Voir le *Plano topographico y geologico de la Republica de Chile levantado por Orden del Gobierno, bajo la direccion de* A. Pissis, 13 feuilles à 1 : 250.000. Paris, s. d. (1873?). Une réduction de cet Atlas, en une feuille à 1 : 5.000.000., a été insérée dans les Annales des Mines, 7e sér., III, 1873, pl. IX, sous le titre de *Carte géologique de la région des Andes entre* 22° *et* 42° *Sud.*]

rebord occidental des Andes, s'étend, au nord, le désert d'Atacama, puis, plus au sud, la grande vallée longitudinale du Chili; plus au sud encore, le long du golfe de Corcovado et du canal Moraleda, la chaîne principale des Cordillères disparaît.

Si l'on compare la description orographique de la province d'Aconcagua, donnée par Domeyko, avec les résultats des travaux hydrographiques du capitaine Simpson, au sud, on arrive aux rapprochements suivants : dans la province d'Aconcagua, une série de vallées profondes partent des Andes, et, traversant les Cordillères côtières, atteignent directement la mer; mais, sur les croupes qui séparent ces vallées transversales, se trouvent une série de dépressions, disposées suivant une ligne N.-S., à une altitude à peu près constante de 1200 à 1300 mètres. C'est dans le prolongement de ces dépressions que se creuse la grande vallée longitudinale du Chili. On pourrait admettre que dans l'Aconcagua, à un ancien système de vallées longitudinales est venu se superposer un système plus récent de vallées transversales, de telle façon que l'emplacement de l'ancienne vallée longitudinale n'est plus marqué que par des cols franchissant les contreforts transversaux. Au sud, une autre cas se présente : la mer ne pénètre pas seulement dans le prolongement de la vallée longitudinale, mais les vallées transversales, abruptes et remplies par les glaciers, correspondent, par leur position, avec les détroits marins qui séparent Chiloé et les autres îles méridionales les unes des autres, comme si ce système de vallées transversales, qui autrefois croisait la vallée longitudinale, avait été submergé [1]. —

Les Cordillères côtières s'annoncent déjà au Pérou par quelques fragments isolés, alignés le long du rivage; mais c'est seulement au sud de ce pays que ces fragments se rattachent les uns aux autres. Ils forment au Chili des chaînons importants, se poursuivent dans les îles Chiloé, Chonos, etc., et constituent seuls la partie terminale des chaînes de l'Amérique australe. Très remarquables sont les ressauts à angle droit de la ligne de rivage, disposition qui se répète au Morro de Mejillones, au sud de Coquimbo, et dans les golfes de Talcahuano et d'Arauco. —

Le rebroussement du golfe d'Arica est très graduel, et l'on voit, zone par zone, la direction N.W.-S.E. des alignements du Pérou

1. J. Domeyko, *Estudio del Relieve* etc. (Anal. Univ. Chile, XLVIII, 1875, p. 51, 60); Enr. M. Simpson, *Esploracion hidrografica de la Chacabuco* (Ibid., 1872, p. 427 et Memor. de la Marina, 1872, p. 579). Il sera encore question de ce phénomène dans d'autres passages de ce livre.

passer à la direction N.-S. de ceux du Chili. Les terrains sédimentaires les plus anciens mettent déjà ce fait en évidence.

La haute Cordillère orientale du Sud du Pérou et de la Bolivie, la chaîne de l'*Illimani* et de l'*Illampu*, dont les sommets atteignent 6400 mètres d'altitude, est constituée, comme l'a montré David Forbes, abstraction faite du soubassement granitique visible au pied du versant nord-est, par de puissantes couches paléozoïques plongeant au sud-ouest[1]. Ce sont des assises siluriennes qui forment ces puissantes masses montagneuses, et probablement aussi tout le haut pays, qui, du nord de Cuzco, s'étend par les Cordillères de Carabaja et d'Apollobamba jusque vers les frontières de la République Argentine. Nous avons rencontré le prolongement de cette grande zone silurienne dans la partie occidentale de l'Argentine, où nous l'avons trouvée formant les nombreuses chaînes méridiennes qui traversent les provinces de Jujuy, de Salta, de Tucuman, de Catamarca, de La Rioja, jusqu'à celle de Mendoza.

A cette zone silurienne fait suite vers le sud-ouest, au Pérou et en Bolivie, une zone dévonienne, qui est recouverte, dans la région du lac Titicaca, par du calcaire carbonifère plissé (fig. 99). Ce calcaire carbonifère a une très grande extension; sa présence a été signalée au loin vers le nord-ouest, par Raimondi, près de Huanta, et vers le sud-est, par Toula, jusqu'à 10 milles géographiques [75 kilom.] environ de Cochabamba[2].

Dans les Andes boliviennes, le terrain qui succède immédiatement au calcaire carbonifère est une série très puissante de grès rouges et de conglomérats, contenant en beaucoup d'endroits des gîtes de cuivre et quelquefois du gypse, et souvent, presque toujours même, associée à des porphyres. Cette série n'a fourni jusqu'à présent, en fait de débris organiques, que des troncs silicifiés de conifères, des feuilles très mal conservées, et des traces de reptiles. On la rapporte au Permien inférieur d'Europe, et en effet beaucoup d'indices confirment cette opinion; mais nous verrons bientôt qu'au Chili les mêmes caractères pétrographiques correspondent à une époque beaucoup plus récente.

1. Dav. Forbes, *On the Geology of Bolivia and Southern Peru* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVII, 1861, p. 7-62, pl. I-III); J. W. Salter, *Fossils from the High Andes, collected by D. Forbes* (Ibid., p. 62-73, pl. IV, V). [Voir aussi A. Ulrich, *Palaeozoische Versteinerungen aus Bolivien* (*Beiträge zur Geologie und. Palaeontolgie von Südamerika, herausgegeb. von* G. Steinmann, I, Neues Jahrb. f. Min., Beilagebd. VIII, 1892, p. 1-116, pl. I-V).]

2 Ant. Raimondi, Lettre à Gabb (Proc. Californ. Acad., III, 1867, p. 359, 360); F. Toula, *Ueber einige Fossilien des Kohlenkalkes von Bolivia* (Sitzungsb. k. Akad. Wiss. Wien, LIX, Abth. I, 1869, p. 433-444).

Ce grès rouge est, dans le Pérou méridional, l'étage le plus récent de la Cordillère orientale; il forme également le soubassement de la Cordillère occidentale, qui sert de ligne de partage des eaux et porte seule, dans cette région, le nom de *Cordillère des Andes*.

La Cordillère occidentale est constituée par des dépôts mésozoïques variés, principalement par du Jurassique et du Crétacé inférieur. De puissants volcans la surmontent comme des masses étrangères.

De même que les chaînes paléozoïques orientales de la Bolivie correspondent par leur constitution aux chaînes argentines, de même la structure de la Cordillère occidentale de Bolivie est analogue, au

Fig. 99. — Coupe du synclinal carbonifère du Lac Titicaca, d'après D. Forbes (*On the Geology of Bolivia and Southern Peru*, Quart. Journ. Geol. Soc., XVII, 1860, p. 49, fig. 5).

a, *a*, Grès blancs; *b*, Conglomérat; *c*, *c*, Grès rouges à stratification entre-croisée; *d*, *d*, Schistes blancs et bigarrés, quelquefois calcaires; *e*, *e*, Calcaires compacts jaunes et bleus; *f*, Schistes gréseux; *g*, Schistes bigarrés; *h*, *h*, Calcaires bleus compacts (Calcaire carbonifère); *i*, Grès blancs et jaunes. *———*, Niveau du lac Titicaca.

sud, à celle de la chaîne maîtresse des Cordillères chiliennes. Les débris organiques les plus anciens qu'on y a trouvés sont une *Avicula* et des fragments de plantes de l'époque rhétienne. Les sédiments marins immédiatement postérieurs appartiennent au Lias et la série se continue jusqu'au Crétacé moyen ou supérieur. Toute une zone jurassique et crétacée s'étend à travers le Pérou, la Bolivie et le Chili, jusqu'au 35° et peut-être plus loin encore[1].

1. Ign. Domeyko, *Sur la géologie du Chili, et particulièrement : 1° sur le terrain de porphyres stratifiés dans les Cordillères; 2° sur le rapport qui existe entre les filons métallifères et les terrains du système des Andes* (Ann. des Mines, 4e sér., IX, 1846, p. 3-34, pl. I et II); du même, *Sur la constitution géologique du Chili* (Ibid., p. 365-540, pl. IV-VII, et ailleurs); Ch. Darwin, *Geological Observations on the Volcanic islands and parts of South America*, 2e édit., 1876, en particulier p. 470-603; A. Pissis, *Recherches sur les systèmes de soulèvement de l'Amérique du Sud* (Ann. des Mines, 5e sér., IX, 1856, p. 81-146, pl. III, IV); du même, *Sur la constitution géologique de la chaîne des Andes entre le 16e et le 53e degré de lat. S.* (Ibid., 7e sér., III, 1873, p. 402-426, pl. IX, X); Enr. Concha y Toro, *Analojias entre la formacion jeologica de Chile i de Bolivia* (Anal. Univ.

C'est dans cette zone, au sud comme au nord, que s'élèvent les volcans. Leurs cendres et leurs coulées ont recouvert en grande partie les sédiments mésozoïques. Les calcaires jurassiques et crétacés sont aussi très souvent traversés par des trachytes ou d'autres roches éruptives, et les gisements argentifères les plus riches accompagnent ces intrusions.

La série des volcans commence au nord, en Bolivie. Par 24°45′ de lat. S. se dresse le Llullaillaco, qui atteint 6175 mètres. Viennent ensuite, au sud, les volcans del Chaco, de Doña Inez, del Azufre, et cet alignement se termine par 26° environ de lat. S.[1]. Sur huit degrés de latitude, jusque vers 34°, il n'y a plus, suivant Pissis, aucun volcan moderne, mais les roches volcaniques ne manquent pas dans cet intervalle; on en trouve même, d'après les recherches de Güssfeldt, à une grande hauteur, sur l'Aconcagua, et c'est une question non résolue encore, que celle de savoir si cette montagne, d'une altitude de 6970 mètres, possède un cratère[2].

Sur le versant occidental et au pied de la chaîne volcanique, s'étendent au nord les salines d'Atacama, de Punta Negra, la Laguna del Pedernal, etc. A l'ouest de celles-ci, formant comme le rebord oriental du désert d'Atacama, apparaît la zone calcaire jurassique et infracrétacée des Andes. Elle se prolonge au sud, au delà du territoire de Caracoles, par le Cordon de Varas, au-dessous de Doña Inez et de la lagune de Pedernal. En avant de la chaîne

Chile, 1872, p. 538. 555); et A. Remond de Corbineau, *Lista alfabetica de los fosiles que se han hallado en Chile* etc. (Ibid., 1867, p. 99-141). [Voir aussi W. Möricke, *Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile* (*Beitr. zur Geol. u. Palaeontol. von Südamerika, herausgegeben von* G. Steinmann, II; Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. IX, 1894, p. 1-100, pl. I-VI). — Les terrains jurassiques et crétacés ont été suivis vers le sud jusqu'au delà du 40e degré de latitude par G. Bodenbender; ce géologue y a recueilli de nombreux fossiles (plus de 120 espèces), qui ont été étudiés per O. Behrendsen : ils indiquent la présence de plusieurs horizons du Lias inférieur et moyen, du Jurassique moyen, du Tithonique, du Néocomien et peut-être du Crétacé supérieur, avec un développement identique à celui que ces terrains présentent au Chili, dans la région de Copiapo, à 12 degrés plus au nord (O. Behrendsen, *Zur Geologie des Ostabhanges der argentinischen Cordillere*, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XLIII, 1891, p. 369-420, pl. XXII-XXV; XLIV, 1892, p. 1-42, pl. I-IV). — Voir aussi R. Hauthal, *Notas sobre algunas observaciones geologicas en la Provincia de Mendoza*, 1. *La Region del Rafaelita* (Rev. del Mus. de La Plata, VII, 1895, p. 69-96, 3 pl., 1 carte géol.); G. Avé-Lallemant, *Observaciones sobre el Mapa del Departamento de Las-Heras* (Anal. Mus. de La Plata, Seccion geol. y mineralog. I, 1892, 20 p., carte géol. à 1 : 250.000.).].

[1. Depuis 1884, les territoires où se trouvent tous ces volcans n'appartiennent plus à la Bolivie, mais au Chili.]

2. P. Güssfeldt, *Der Vulcan Aconcagua von N.N.W.* (Zeitschr. deutsch. u. öst. Alpenver., 1884, p. 404-406, pl.); et Sitzungsb. Akad. Berlin, 1884, p. 922. [Voir aussi Roth, *Ueber die von Hrn. Dr.* Paul Güssfeldt *in Chile gesammelten Gesteine* (Sitzungsber. k. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, 1885, XXVIII; reproduit dans P. Güssfeldt, *Reise in den Andes von Chile und Argentinien*, in-8°, Berlin, 1888, p. 462-465).]

jurassique, le désert d'Atacama s'abaisse vers la mer et vers la Cordillère de la côte; mais, d'après Pissis, quelques lambeaux de grès rouge subsistent jusqu'aux environs de Paposo, tout près du rivage, et des affleurements isolés de calcaire mésozoïque se montrent jusque sur le flanc oriental de la Cordillère de la côte, notamment à l'est et au nord-est de Chañaral[1].

Lorsque Burmeister, parti de Copocovana, dans le Nord de la République Argentine (28°), et des pentes septentrionales de la Sierra Famatina, traversa la pointe du plateau bolivien, il rencontra, au voisinage de la frontière chilienne, des grès rouges avec du gypse, accompagnés de porphyre et de trachyte, et enfin près de Juntas, sur le Rio Copiapó, la zone puissante des calcaires jurassiques qui, de la limite orientale du désert d'Atacama, descend vers le sud[2].

On connaît le terrain jurassique en bien des points, sur une grande longueur, jusqu'à la portion des Andes où se trouve l'Aconcagua. Cette région elle-même, sauf dans sa partie orientale, est constituée par des roches qui ne remontent pas au delà du Permien, ou même du Rhétien, si l'on s'en rapporte aux données fournies par Steinmann pour le sud. Pissis a montré que dans la province d'Aconcagua, sur le versant occidental des Andes, le calcaire jurassique fossilifère descend jusqu'aux environs de San Felipe et de Santa Rosa de los Andes et que, sur le versant oriental de la haute chaîne, depuis le Cerro de la Ramada, au nord de l'Aconcagua, jusqu'au Cerro del Juncal au sud, une bande de couches jurassiques affleure par la tranche[3]. Quant au sommet de l'Aconcagua, il se trouve un peu à l'est de la chaîne principale et est formé, comme nous l'avons dit, de roches volcaniques.

Cette bande jurassique est celle que Stelzner a rencontrée en deux points, au nord de l'Aconcagua au Col de los Patos (Espinazito), dans les environs du Cerro de la Ramada dont nous venons de parler, et au sud de l'Aconcagua, au Pont des Incas, sur la route du Col de la Cumbre. Dans ces deux localités, le soubassement paraît

1. A. Pissis, *El desierto de Atacama; su jeolojia, sus producciones i minerales* (Anal. Univ. Chile, 1877, p. 573-597); Villanueva, *Carte géologique de l'Atacama* (Ibid., 1878); F. A. Moesta, *Ueber das Vorkommen der Chlor-, Brom- und Jodverbindungen des Silbers in der Natur; ein Beitrag zur Kenntniss der geologischen bergbaulichen Verhältnisse von Nord Chile*, gr. in-8°, Marburg, 1870; voir aussi Steinmann, *Zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation von Caracoles, Bolivia* (Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Band I, 1881, p. 239-301, pl. IX-XIV); R. Zeiller, *Note sur les plantes fossiles de la Ternera, Chili* (Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., III, 1874-1875, p. 572-574, pl. XVII).

2. H. Burmeister und C. Giebel, *Die Versteinerungen von Juntas im Thal des Rio Copiapo* (extr. des Abhandl. Naturf. Ges. Halle, VI, 1861, in-4°, 34 p., 2 pl.).

3. A. Pissis, *Descripcion topografica i jeolojica de la Provincia de Aconcagua* (Anal. Univ. Chile, 1858, p. 46-89).

d'abord être constitué, du côté de l'est, par de grandes masses de porphyre puis par du granite. Dans la première, Stelzner recueillit les fossiles d'après lesquels Gottsche put annoncer la présence de toute une série d'horizons du terrain jurassique d'Europe. Dans la seconde, il arriva à cette conclusion que les roches éruptives qu'on voyait au milieu du Jurassique devaient être considérées, non pas comme des épanchements porphyriques interstratifiés, ainsi qu'on le croyait auparavant, mais comme des filons-couches de trachyte. Il y aurait là un phénomène d'intrusion entre les strates, tout à fait analogue à celui qui a été signalé au nord par Moesta, dans les mines d'argent de Chañarcillo[1].

Ces idées sont en désaccord avec les données postérieures de Steinmann sur les Cordillères de Coquimbo et de Copiapó. D'après Steinmann, immédiatement au-dessus des roches cristallines anciennes repose un calcaire à *Avicula* très altéré. Viennent ensuite, alternant avec des nappes de porphyre et de grès porphyrique, des conglomérats, des grès et des schistes argileux contenant une flore dont les affinités sont rhétiennes; puis le calcaire à gryphées du Lias avec *Arietites*, *Gryphæa arcuata*, etc.; puis le Lias supérieur, enfin plusieurs étages de l'Oolithe inférieure d'Europe, notamment les couches à *Harpoceras Murchisonæ*, *H. Sowerbyi* et *Stephanoceras Sauzei*. Au-dessus de cette dernière zone repose une série, puissante d'un millier de pieds, de sédiments porphyriques et de porphyres, qui arrive jusqu'au niveau du terrain crétacé. Près de Chañarcillo on trouve des calcaires du Néocomien moyen et de l'Urgonien, avec un cachet européen nettement marqué; ils viennent finir en coin dans les sédiments porphyriques[2].

Il faudrait donc considérer les grès bigarrés avec porphyre que Brackebusch a trouvés au sommet des chaînes siluriennes de Jujuy, et qu'il rapportait à la zone pétrolifère, comme faisant partie de la série mésozoïque de la grande Cordillère.

Le terrain jurassique s'étend aussi vers le sud. On le connaît sous le volcan de San José et aussi sous celui de Tinguiririca, sur les deux versants du Col de las Damas. D'après une observation de Domeyko, le granite doit affleurer dans le fond de la vallée de inguiririca, sur le flanc ouest de la Cordillère[3].

1. A. Stelzner, Neues Jahrb. f. Min., 1872, p. 193-198, 630-636, et 1873, p. 726-744; Gottsche, *Ueber jurassische Versteinerungen aus der Argentinischen Cordillere* (Palæontogr., Suppl. III, 51 p., 8 pl., 1878).

2. G. Steinmann, *Reisenotizen aus Chile* (Neues Jahrb. f. Min., 1884, p. 199-203).

3. J. Domeyko, *Excursion jeolojica a las Cordilleras de S. Fernando* (Anal. Univ. Chile, 1862, p. 22-42).

Dans toute la province de Colchagua, c'est-à-dire jusqu'à 35° 21' de lat. S., ces formations mésozoïques, d'après Pissis, n'apparaissent à l'ouest que sur les plus hautes crêtes des Andes; elles atteignent leur plus grand développement sur le versant oriental[1]. Conformément à cette observation, Strobel a trouvé des fossiles jurassiques au milieu d'un grès verdâtre dans la vallée supérieure « de las Leñas amarillas », à deux jours de marche environ à l'est de la ligne de partage des eaux, en territoire argentin. Là, à l'est des Andes, affleure du granite, et le trachyte prend un développement considérable. Ses débris constituent une grande partie, si ce n'est la totalité, du sol de la Gran Pampa del Sur, au sud-ouest de San Rafael[2].

On connaît des traces de fossiles mésozoïques, sur le versant occidental des Andes, beaucoup plus loin encore vers le sud; on en a même signalé aux îles Chiloé. Steinmann a trouvé la *Trigonia transitoria*, espèce qui est probablement crétacée inférieure, à Caracoles en Bolivie, dans la Cordillère de Chillan (par 36° 18' de lat. S.), et dans le voisinage du volcan d'Antuco (par 37° 16'). D'ailleurs les renseignements déjà anciens dont je dispose pour ces régions sont particulièrement insuffisants; ils paraissent y indiquer partout la présence d'affleurements crétacés, que nous allons voir bientôt se multiplier de plus en plus vers le sud. —

Il résulte de ce qui précède, que la chaîne principale des Cordillères, depuis le sud du Pérou et à travers la Bolivie et le Chili, est constituée, à l'exception de quelques pointements archéens au sud, par des sédiments dont l'âge ne remonte pas au delà du Permien et vraisemblablement même du Rhétien. Ces sédiments reproduisent étage par étage, avec une régularité étonnante, tous les caractères des formations jurassiques et crétacées d'Europe. Ils atteignent leur plus grand développement, au nord, sur le versant occidental de la chaîne. Au sud, on les a rencontrés dans de nombreux cols entre les volcans; ils s'élèvent dans les environs de l'Aconcagua à une très grande hauteur et, au sud du volcan Planchon, paraissent passer de plus en plus sur le versant oriental. Il semble presque que cette zone, par son allure, trahisse déjà le mouvement général de déviation des Andes vers le sud-est.

Des masses considérables de matières volcaniques et de cendres

1. A. Pissis, *Descripcion topografica i jeolojica de la Provincia de Colchagua* (Anal. Univ. Chile, 1860, p. 659-715).

2. P. Strobel, *Beiträge zur Kenntniss der geognostischen Beschaffenheit der Anden von* 33° *bis zum* 35° *s. Br.* (Neues Jahrb. f. Min., 1875, p. 56-62).

d'origine récente sont superposées à cette zone. De grands massifs indépendants de trachyte se dressent à sa surface, au voisinage ou dans les intervalles. Les volcans en activité s'y distribuent, comme nous l'avons dit, suivant deux rangées distinctes. Celle du nord, depuis la Bolivie jusqu'au 26° de lat. S., est tout entière superposée à cette zone. Celle du sud (à partir du 34°) y est également contenue d'abord; mais, tandis que la bande jurassique paraît dévier vers le sud-est, l'alignement volcanique se poursuit vers le sud

Les Cordillères de la Côte et la Patagonie. — Tandis que la chaîne principale des Andes, en Bolivie et au Chili, nous apparaît comme la zone jurassique d'un vaste système de chaînons plus ou moins parallèles, il est très difficile, d'après les données assez peu concordantes dont nous disposons, de jeter un peu de clarté sur la constitution de la dépression longitudinale qui lui fait suite à l'ouest.

D'après Pissis, indépendamment des dépôts de grès rouge et de calcaire mésozoïque dont il a été question précédemment et qui s'étendent jusqu'à sa limite occidentale, le sous-sol du désert d'Atacama se composerait de roches éruptives d'âge différent, disposées de telle façon que les plus anciennes affleureraient à l'ouest, et qu'elles deviendraient de plus en plus récentes, à mesure qu'on se rapprocherait de l'est. A l'ouest du désert, près de la Cordillère côtière, et la constituant en partie, Pissis signale de la syénite. Dans le voisinage de la grande dépression, cette roche devient plus rare; elle est remplacée par des porphyres augitiques et des amygdaloïdes, qui à leur tour font place, à l'est, au trachyte. Plus loin encore vers l'est, au sommet des Andes, apparaissent des trachytes récents, des laves et de la pierre ponce [1].

Vers le sud, on n'a rien observé de semblable. D'après Pissis, dans le prolongement vers le nord de la grande vallée longitudinale du Chili, et aussi plus au sud, dans certaines parties de cette vallée elle-même, comme dans les provinces de Santiago et de Colchagua par exemple, c'est le grès rouge, probablement mésozoïque, qui constitue pour la plus grande part le versant occidental des Andes et dans une forte proportion les flancs de la vallée. En beau-

1. Pissis, *Atacama* (Anal. Univ. Chile, 1876, p. 576). On doit considérer sans doute la syénite comme faisant partie de la Cordillère côtière, le porphyre comme intercalé dans le Jurassique et le trachyte comme la première manifestation et le substratum des volcans en activité.

coup d'endroits, le versant des Andes est recouvert par les laves et les cendres des volcans. Près de Teno, dans la province de Colchagua, une grande coulée de lave partant des Andes traverse toute la vallée longitudinale qu'elle divise en deux. Le fond de la dépression est rempli, sur une grande étendue, par une nappe non stratifiée de marnes sableuses qui contiennent le *Mastodon Andium*, et qui, d'après Domeyko, offrent une grande ressemblance avec les argiles des Pampas[1].

Il est très important, pour se rendre compte de la structure des grandes chaînes pacifiques, de connaître celle des *Cordillères de la Côte*. Nous avons vu précédemment qu'au nord, cette chaîne se composait de tronçons, n'acquérant une certaine continuité qu'au sud. Les roches qui la constituent sont très bouleversées, souvent fortement plissées, et toujours d'apparence ancienne. Les géologues chiliens prétendaient y retrouver l'équivalent des formations siluriennes et dévoniennes fossilifères des hautes montagnes de la Bolivie. Mais on n'a pas encore trouvé en place, dans toute l'étendue de ces chaînes, le moindre échantillon déterminable de fossiles paléozoïques, et cette hypothèse ne peut pas être considérée comme démontrée.

D'Orbigny prétend bien avoir recueilli dans le nord, au Morro de Arica, des fragments de *Productus* dans des blocs calcaires englobés dans du porphyre; mais David Forbes a donné depuis une description du Morro et n'admet pas comme établi qu'il faille le rapporter à l'époque carbonifère. Il y a trouvé un assemblage bizarre de porphyres et de schistes métamorphiques, ainsi qu'une mince couche de calcaire avec des fossiles indéterminables, mais n'a pas osé émettre d'opinion au sujet de leur âge[2].

Plus loin vers le sud, s'ajoutent des gneiss et des granites avec des micaschistes et des quartzites. C'est déjà le cas dans la province d'Atacama; cependant les sombres récifs des environs de Cobija sont formés d'une roche dure foncée remplie d'épidote, que David Forbes incline à considérer comme un dépôt sédimen-

1. Ign. Domeyko, *Algunas palabras sobre el terreno en que se hallan huesos de Mastodonte en Chile* (Anal. Univ. Chile, 1868, p. 369-374). Branco signale également *Mastod. Andium* beaucoup plus loin au nord, dans les hautes plaines de l'Équateur septentrional, qui, comme nous le verrons bientôt, s'alignent d'une façon qui rappelle à beaucoup de points de vue la vallée longitudinale du Chili; W. Branco, *Fossile Säugthierfauna von Punin bei Riobamba* (dans Dames und Kayser, Paläont. Abhandl., I, 1883, p. 134). C'est une espèce dont l'extension est considérable et Branco considère les dépôts de Punin comme venant se placer sur l'horizon de la faune inférieure des Pampas.

2. D. Forbes, *Bolivia and South Peru*, p. 35, 36.

taire marneux ou calcaréo-marneux, métamorphisé par les diorites ou les porphyres du voisinage.

Près de Mejillones affleure le granite et il reparaît souvent plus au sud, sur la côte. Au nord de Valparaiso, on rencontre, toujours sur la côte, des gneiss et au-dessus des quartzites parfois accompagnés de talcschistes. Viennent ensuite, formant le terrain le plus élevé et le plus étendu de ces montagnes fortement plissées et disloquées, une succession de schistes, de couches à jaspe et de quartzites.

Plus au sud encore, le long des affluents septentrionaux du Rio Rapel, la Cordillère côtière se réduit à une série de montagnes moins élevées mais abruptes; puis bientôt une nouvelle chaîne recommence, tout près de la côte, avec des sommets plus arrondis. La chaîne se poursuit ainsi vers le sud, passe au delà du détroit d'Ancud et forme la série d'îles situées en avant de la baie du Corcovado.

Déjà très au nord se montrent, sur les pentes tournées vers la mer, des lambeaux d'une formation tertiaire marine; au sud, ils deviennent plus fréquents et en même temps apparaissent également quelques lambeaux de Crétacé supérieur ou moyen. Ces dépôts reposent directement sur les gneiss, les quartzites ou les schistes de la Cordillère côtière, et les couches de charbon qu'on y exploite sont affectées de failles nombreuses.

Les principaux affleurements de ce genre, à savoir : le grès vert à baculites de Tomé, dans la baie de Talcahuano (Crétacé supérieur), et les couches tertiaires avec houille de la baie d'Arauco, ont été signalés plus haut (fig. 14, p. 129); ils déterminent la double indentation de la côte. Au nord et au sud de ce tronçon, on trouve, à plusieurs reprises, des couches plus récentes. Concha y Toro rapporte approximativement à l'Éocène moyen les sédiments tertiaires qui, dans la province de Santiago et particulièrement depuis le Rio Maipo jusqu'au cap de Topocalma, s'appuient sur la Cordillère côtière en descendant vers la mer[1].

1. Concha y Toro, *Carbon Fossil* (Anal. Univ. Chile, p. 358); voir aussi Mallard et Fuchs, *Notes sur quelques points de la géologie du Chili* (Ann. des Mines, 7e sér., III, 1875, p. 91 et suiv.). [L'association de baculites avec des formes tertiaires, sur la côte occidentale du Chili, n'a pas été confirmée; voir *Beiträge zur Geol. und Palaeont. von Südamerika, herausgegeb. von* G. Steinmann, III. *Das Alter und die Fauna der Quiriquina-Schichten in Chile, von* G. Steinmann, W. Deecke *und* W. Möricke (Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. X, 1895, pl. 1-118, pl. I-VII); IV. *Die Tertiärbildungen des nördlichen Chile und ihre Fauna, von* W. Möricke *und* G. Steinmann (Ibid., X, 1896, p. 533-612, pl. XI-XIII). Voir aussi le grand ouvrage de R. A. Philippi, *Die tertiären und quartären Versteinerungen Chiles*, in-4°, Leipzig, 1887.]

La Cordillère de Nahuelbuta, qui n'est qu'un tronçon de la Cordillère côtière, traverse la province d'Arauco. D'après Philippi, elle augmente vers le sud en hauteur et en largeur, atteint l'altitude de 1 500 mètres et est formée de granite et de micaschistes. Vers l'ouest elle est bordée par un plateau, élevé de 150 mètres environ, qui est constitué par des dépôts tertiaires avec couches de charbon[1].

On voit très bien, dans les baies de Talcahuano et d'Arauco que les lambeaux de terrains récents s'alignent dans le sens de la Cordillère et suivent la côte; et l'on sait, depuis Darwin, qu'une série de petites îles, situées en avant d'elle, comme Mocha (38° 20′), Huafo, au sud-ouest de Chiloé, et aussi, d'après les données de Simpson, Ypun (44° 36′), Huamblin (Socorro) au sud-ouest d'Ypun, puis Lemus (45° 12′), sont constituées par des sédiments tertiaires marins; il semble donc que des bandes tertiaires plus vastes s'étendent parallèlement à la côte.

La connaissance des régions situées au sud-ouest et au sud de l'Amérique repose principalement sur les observations que Darwin y a faites il y a plus de cinquante ans et sur les importantes recherches de Steinmann, dont nous ne possédons encore malheureusement les résultats que par extraits. Voici quels sont, d'après ces sources, les traits généraux de la structure de cette partie du continent[2].

De Valdivia part une bande de micaschistes qui constitue toute la partie occidentale et méridionale de l'île de Chiloé, tandis que le centre doit se composer de granite et de roches vertes (*Grünstein*), qu'au nord apparaissent des formations volcaniques, et que la partie orientale est presque entièrement recouverte de blocs et de terrains de transport.

On retrouve des micaschistes et des schistes argileux dans les îles Chonos, ainsi que quelques roches éruptives anciennes. Sur le continent, Simpson, en remontant le cours inférieur du Rio Aysen, par 45° 20′, eut l'impression que les montagnes, au sud, et probablement aussi au nord de ce fleuve, ne formaient plus une chaîne continue, mais se composaient de sommets isolés qui n'auraient été réunis que par des atterrissements. Au nord de l'Aysen, au pied du

1. Philippi, *Bemerkungen üb. die chilenische Provinz Arauco* (Petermanns Mittheil., XXIX, 1883, p. 453-460); voir aussi J. P. Sieveking, *Geognostische Skizzen aus der chilenischen Provinz Arauco* (Ibid., p. 57-61); sur cette chaîne granitique, voir également Pissis, *Constitution géol. de la Chaîne des Andes* (Ann. des Mines, 7e sér., III, 1873, p. 413).

2. Darwin, *Geological Observations*, p. 435 et suiv.; Steinmann, *Reisenotizen aus Patagonien* (Neues Jahrb. f. Min., 1883, I, p. 255-258).

Monte Maca, le même explorateur signale aussi un petit volcan qui n'est plus en activité[1].

D'après Darwin, le promontoire de Tres Cerros (46° 50′) est constitué par les mêmes roches que les îles Chonos; aux micaschistes s'ajoutent des schistes lustrés, ainsi que des schistes contenant des traces d'anthracite. On y trouve beaucoup de quartz. La direction est ici, en moyenne, N. 19° W.

Une large zone d'une roche sédimentaire que Darwin qualifie de schiste argileux, mais qui, d'après Steinmann, se distingue des roches qu'on désigne ordinairement sous ce nom par l'intercalation dans sa masse de bancs de grès dur nombreux, s'étend au loin à partir du nord, sur le versant oriental des montagnes, peut-être même déjà, selon Steinmann, depuis Valdivia. Cette zone atteint dans la péninsule de Brunswick les eaux du détroit de Magellan; elle constitue au sud-est les bords de l'Admiralty Sound, atteint le canal du Beagle aux environs de sa bifurcation à l'est, forme ses deux rives jusqu'au détroit de Lemaire, au sud du canal du Beagle, constitue toute l'île Navarin et la moitié orientale de l'île Hoste et de la péninsule Hardy. Sur le bord septentrional de cette grande bande, on trouve dans la Terre de Feu des dépôts horizontaux tertiaires et plus récents encore : ce sont eux qui, jusqu'à la baie de Saint-Polycarpe, forment les plateaux qui occupent tout le pays[2].

Cette grande zone montagneuse est d'âge crétacé. Déjà, bien loin vers le nord, entre la Laguna Argentina et la Laguna Rica, Steinmann a pu identifier deux horizons indiqués par des espèces différentes d'inocérames. Plus au sud, au pied du Cerro Pained (par 51° 30′ environ), il rencontra un *Haploceras* du Crétacé supérieur, des ananchytes, etc. Enfin, deux degrés plus bas, près du Rio San Juan, dans la péninsule de Brunswick, il trouva de nouveau des inocerames. Auprès du Monte Tarn et à Port Famine, il existe des dépôts d'un calcaire foncé; Hombron et Grange, d'abord, puis Darwin, y

1. Enr. Simpson, *Reconocimiento del Rio Aysen* (Anal. Univ. Chile, 1870, p. 128); voir les cartes de cette région dans Petermanns Mittheil., XXIV, 1878, pl. XXIV, et 1880, XXVI, pl. VIII. [Voir aussi H. Steffen, *Beiträge zur Topogr. u. Geologie der andinen Region von Llanquihue* (Richthofen-Festschrift, Berlin, 1893, p. 307-344, 2 cartes).]

[2. L'archipel qui s'étend au sud de la Terre de Feu a été étudié au point de vue pétrographique par le Dr Hyades (*Mission scientifique du Cap Horn*, 1882-1883, t. IV, *Géologie*, in-4°, 30 pl., 3 cartes, Paris, 1887); il présente une série schisteuse, associée à des roches cristallines basiques très variées, et surmontée par des roches volcaniques profondément altérées. Sauf de nombreux moules des foraminifères, observés dans les schistes (p. 124), le seul gisement de fossiles qui ait été reconnu, au cap Conway, dans l'île des États, a fourni à D. Lovisato *Palæospongia prisca* Bornemann, *Coscyocyathus calathus* Bornemann et d'autres empreintes, déterminées par P. Fischer, qui semblent indiquer la présence de couches paléozoïques (Même ouvr., p. 221-223).]

ont trouvé des fossiles crétacés inférieurs; l'*Ancyloceras simplex* d'Orb. s'y rencontre. Enfin, dans la partie sud-orientale de cette zone, à la Baie de Nassau, Dana a découvert en grande quantité ce singulier fossile, voisin des bélemnitides, qu'il a appelé *Helicerus fuegensis*[1].

Cette zone crétacée prend, par endroits, un aspect tout à fait paléozoïque. Les schistes sont traversés par des filons, souvent aussi par de grandes masses d'une roche éruptive ancienne à hornblende. Des roches éruptives anciennes analogues jouent un rôle important dans la constitution des îles Wollaston, L'Hermite et Horn. Les îles Ildefonso et Ramirez, situées en avant, se composent, d'après les échantillons recueillis par Weddell, d'une lave ancienne porphyroïde. Les formations volcaniques récentes manquent complètement dans la Terre de Feu.

A l'ouest de la bifurcation du canal du Beagle, dit Darwin, les roches volcaniques anciennes disparaissent, et l'on voit des schistes argileux passant à une zone de schistes lustrés et de gneiss à grain fin. Vient ensuite une importante traînée de micaschistes grenatifères. La partie occidentale du pays semble être constituée seulement par des gneiss et des schistes amphiboliques, qui s'appuient sur des montagnes granitiques dénudées. Ce sont probablement ces roches qui se prolongent vers le nord dans la Terre de la Désolation. La dernière rangée d'îles, du côté de l'ouest, est de nouveau constituée par des roches éruptives anciennes[2]. —

Il est remarquable qu'au sud, les montagnes américaines subissent une déviation complète, d'abord vers le S.S.E., puis vers le S.E., vers l'E., et même enfin, d'après Darwin, vers l'E.N.E.

De plus, ces montagnes méridionales ne sont pas, comme on est habitué à l'admettre, le prolongement de la chaîne principale des Cordillères, mais elles correspondent à la Cordillère côtière. La description du Morro de Arica, situé très loin au nord sur la côte bolivienne, et, dans une certaine mesure, celle des rochers de Cobija, sont celles qui, de tous les points énumérés jusqu'ici, rappellent le plus les montagnes de la Terre de Feu.

Darwin n'était pas éloigné de considérer ces gneiss et ces micaschistes comme des roches crétacées métamorphisées; Steinmann

1. Dana, dans Wilkes, *Exploring Expedition*, *Geology*, p. 601-606, 720.

2. B. Bossi (*Exploracion de la Tierra del Fuego con el vapor oriental Charrua*, in-8°, Montevideo, 1882, p. 17, 27, 37) indique, en termes généraux seulement, que toute la chaîne extérieure, depuis l'île Désolation jusqu'à l'île de Wollaston et jusqu'à celle des États, se compose de gneiss, de granite et de quartzite et forme le prolongement des Andes.

n'a pas, jusqu'à présent, pris parti sur cette importante question[1].

Nous avons vu que les sierras orientales de la République Argentine, constituées par des roches anciennes et dirigées N.-S., se prolongent dans la direction du S. E., par la Sierra de Tandil et la Sierra de la Ventana. Certains indices permettent de supposer que la zone jurassique subit une déviation dans le même sens. Voici maintenant une longue chaîne, qui doit être considérée comme le prolongement de la Cordillère côtière, que nous voyons s'infléchir également dans cette même direction. Les volcans récents ne la suivent pas. On aurait pu s'attendre à trouver une confirmation de cette vue en examinant la structure des îles Falkland : mais ces îles sont constituées d'une façon tout à fait différente, par des couches plissées, contenant des fossiles paléozoïques[2].

Pérou. — Les hautes montagnes de Potosi et de Cochabamba s'abaissent à l'est vers la large plaine, couverte de forêts vierges, de Santa Cruz de la Sierra. Deux grands cours d'eau voisins l'un de l'autre en descendent, le Rio Grande, qui coule au nord vers l'Amazone, et le Pilcomayo, qui coule au sud vers le Rio de la Plata. La ligne de partage des eaux entre ces deux rivières est si peu accentuée, que le Rio Parapiti, qui prend naissance dans cette région, va se perdre dans les marécages des forêts et ne trouve d'écoulement qu'à l'époque des hautes eaux.

La plaine couverte de forêts s'étend au loin à partir du versant oriental des montagnes jusqu'aux environs de la frontière du Matto Grosso, où apparaît une chaîne basse et allongée, parallèle aux Andes, dont l'extrémité sud-est touche aux alluvions du fleuve Paraguay. D'Orbigny a montré qu'elle se compose de gneiss, de schistes anciens et de quartzites[3]. Elle semble occuper, par rapport aux Andes, une situation analogue à celle de la Sierra argentine de Cordoba.

Abordons maintenant les hautes montagnes de l'ouest. —

Si nous avons commencé par les Andes boliviennes cette description de la chaîne principale des Cordillères, ce n'est pas qu'il y ait dans cette région de changement particulier dans la constitution des montagnes; c'est à cause de la connaissance plus précise

1. Darwin, *Geological Observations*, p. 446; Steinmann, Neues Jahrb. f. Min., 1883, I, p. 256.

2. Darwin, *On the Geology of the Falkland Isles* (Quart. Journ. Geol. Soc., II, 1846, p. 267-274).

3. Alc. d'Orbigny, *Voyage dans l'Amérique méridionale*, in-4°, 1842, III, 3e partie, *Géologie*, p. 181 et suiv.

que nous en avons. Nous ne nierons pas cependant que vers le nord, la structure ne se modifie complètement, quoique d'une manière toute graduelle.

Vers le sud, nous avons décrit, du côté de l'intérieur, les chaînes argentines parallèles, composées de roches archéennes et paléozoïques ; une zone jurassique, sur laquelle se dressent les volcans, leur fait suite du côté de la mer; sur le rivage lui-même s'alignent les crêtes et les récifs de la Cordillère côtière, où l'on ne connaît pas de terrains fossilifères antérieurs à l'époque crétacée.

Plus au nord, dans les Andes boliviennes, sauf une légère inflexion vers le nord-ouest, nous avons trouvé à peu près la même structure. Les sierras siluriennes de Salta et de Jujuy se continuent par les hautes montagnes de l'Illampu et de l'Illimani; en avant s'étend d'abord une zone dévonienne, puis une zone de calcaire carbonifère, qui, de Cochabamba, se prolonge au delà du lac Titicaca, vers Carabaja et Cuzco. Les porphyres et les grès rouges viennent ensuite du côté de la mer, puis la zone mésozoïque avec les volcans, et enfin les récifs de la Cordillère côtière, près d'Arica et dans d'autres localités.

Les départements d'Ayacucho et de Huancavelica, ainsi que les environs de Lima, laissent déjà, d'après la description de Crosnier, apercevoir quelques changements[1].

Lorsque, partant de la côte, vers Ica, on s'élève dans la direction des mines d'argent de Castro Vireina, sur le versant ouest de la Cordillère occidentale, ou lorsque de Lima on remonte la vallée du Rimac, on rencontre d'abord les larges croupes de granite, souvent aurifère, de la Cordillère côtière. Ces formations sont accompagnées de calcaires et de grès, en couches redressées, qui semblent appartenir au Crétacé inférieur. Le même terrain constitue le petit cap de Chorrillos et l'île San Lorenzo, près de Lima[2].

1. L. Crosnier, *Notice géologique sur les départements de Huancavelica et d'Ayacucho* (Ann. des Mines, 5e sér., II. 1852, p. 1-43, pl. I); voir aussi L. Pflücker y Rico, *Ueber den Minendistrict Yauli in Peru* (Kerl u. Wimmer, Berg- u. Hüttenm. Zeitung, XLVIII 1884, p. 341 et suiv.) [et Anal. de la Escuela de Construcciones Civ. y de Minas del Peru, III, 1883, 78 p., carte].

2. Gabb a décrit sous le nom d'*Ammonites Raimondianus* une ammonite trouvée par Raimondi au Cerro del Salto del Frayle, près de Chorillo. Il la rapproche de l'*A. Cimodoce* d'Orb. du Jurassique supérieur. Je suis d'accord avec Neumayr pour trouver que la forme figurée rappelle davantage encore les *Hoplites* du Néocomien. Le niveau doit être le même que dans l'île San Lorenzo. Gabb décrit aussi, comme provenant de la colline voisine de la Hacienda del Imperial, près de Canete, également dans la Cordillère de la côte, la *Cardita exotica*, espèce créée par d'Orbigny, d'après les échantillons incomplets provenant du Crétacé de Colombie; Gabb, *Description of a Collection of Fossils made by Dr.* A. Raimondi *in Peru* (Journ. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, new ser.,

Lorsqu'on a dépassé le granite, on trouve au-dessus de Lima des dépôts stratifiés, de nature porphyrique, analogues à ceux qui jouent un si grand rôle au Chili; puis viennent des calcaires mésozoïques, fortement relevés, qui s'élèvent en murailles abruptes jusqu'à plus de 4800 mètres au sommet du col. Ce massif calcaire forme, sur une longue étendue, le faîte de la Cordillère occidentale, comme c'est le cas également dans le nord du Chili. Au calcaire succède, sur le versant oriental, une seconde bande de ce « porphyre stratifié », puis viennent des épaisseurs considérables de grès charbonneux stratifiés et de quartzites, dans lesquels est creusée la vallée longitudinale de l'Oroya.

Les observations de Crosnier permettent de continuer cette coupe depuis Ischuchaca, dans la partie sud de cette vallée longitudinale, par Pampas, jusque vers Cochabamba, au pied est de la Cordillère orientale. Sous le grès charbonneux se montre un calcaire foncé et un conglomérat porphyrique; vient ensuite, avec un changement très marqué dans les formes du terrain, une bande de schistes argileux et de schistes verts chloriteux, jusqu'à ce qu'apparaisse, près de Cochabamba, une longue traînée de granite.

Arrêtons-nous pour considérer le grès charbonneux, dont les affleurements s'allongent entre la première et la seconde Cordillère. C'est dans ce grès que sont situées les riches mines de mercure de Huancavelica, sur le versant oriental de la Cordillère de l'ouest.

Dans la mine de mercure de Ventanilla, au sud de Huancavelica, Crosnier a vu également une couche de charbon. Le cinabre a pénétré dans les interstices et les fentes du grès. Le grès et les schistes qui souvent accompagnent le charbon contiennent des ammonites. Dans la vallée longitudinale d'Oroya et de Jauja se trouvent des gisements de fossiles, par exemple près de Tingo et dans la Quebrada de Huari. A cette région appartiennent aussi les couches charbonneuses de Pariatambo et du Cerro della Ventanilla, mais les opinions diffèrent quant à leur âge : Gabb les rapporte au Lias, Steinmann, avec plus de raison sans doute, les attribue au Crétacé [1].

Cet horizon à charbon et à mercure est déjà connu en Bolivie,

VIII, 1877, p. 268, pl. XXXVII, fig. 2 et p. 287, pl. XLI, fig. 1, 2). La localité de Tingo, prov. de Huari (dép^t d'Ancachs), dont il est question dans cet article, ne doit pas être confondue avec l'affleurement liasique de Tingo, situé beaucoup plus au nord, à l'ouest de Chachapoyas (voir la carte de Habenicht, Petermanns Mittheil. XXV, 1879, pl. III).

1. G. Steinmann, *Ueber Tithon und Kreide in den peruanischen Anden* (Neues Jahrb. f. Min., 1881, II, p. 130-153, pl. VI-VIII); du même, *Ueber Jura und Kreide in den Anden* (Ibid., 1882, I, p. 166-170).

près de Puño, c'est-à-dire sur le côté interne de la grande zone mésozoïque, vers le lac Titicaca, et on le retrouve encore à l'est de la bande calcaire qui constitue la plus grande partie de la Cordillère occidentale. Il s'étend à une grande distance de Huancavelica, sur le versant oriental de la chaîne de l'ouest, et les mineurs du pays pensent qu'il se prolonge sans interruption, quoique avec une richesse variable, à travers tout le nord du Pérou. —

Pour les montagnes situées au nord de Lima, les travaux de Raimondi, et particulièrement sa description du département d'Ancachs, nous offrent une source abondante d'informations[1].

Il y a là, à l'est d'une chaîne peu élevée qui suit la côte, trois grandes Cordillères et trois vallées longitudinales. Nous appellerons, avec Raimondi, la première Cordillère *Cordillera Negra;* elle s'abaisse à l'est vers la première grande vallée longitudinale, le Callejon de Huaylas. Le Callejon se replie au nord vers la mer, en décrivant une courbe dont le sommet est à 8° 40′ de lat. S.; il coupe la Cordillera Negra, et le fleuve qui occupe la vallée, et qui porte dans cette région le nom de Rio de Santo, atteint l'océan par 9° de lat. S. — La seconde chaîne est la *Cordillera Nevada;* elle s'unit au sud avec la première, s'étend parallèlement à celle-ci vers le N.N.W., et s'abaisse à l'ouest vers le Callejon de Huaylas et à l'est vers le Marañon; elle forme la ligne de partage des eaux entre les deux océans. — A l'est du Marañon, entre ce fleuve et le Huallaga, se trouve la troisième chaîne; nous la désignerons sous le nom de *Cordillère orientale.* C'est sur cette dernière que nous avons le moins de renseignements.

Si l'on étudie, d'après Raimondi, la structure de ce pays, en allant de la mer vers l'intérieur, on constate d'abord que la zone qui longe immédiatement le rivage est formée de basses montagnes de syénite, de granite ou de roches vertes (*Grünstein*), souvent recouvertes d'une couche rouge résultant de leur décomposition. Avec ces roches d'aspect très ancien apparaissent en certains points des lambeaux de grès et de schistes sans fossiles, comme dans le port de Casma et à la Culebra : dans cette dernière localité, les couches se montrent affectées de replis si bizarres, si serpentiformes, que Raimondi suppose que son nom lui vient de là.

Cette ligne de hauteurs qui, dans toute l'étendue de la province d'Ancachs, s'élève au-dessus du sable du rivage, tantôt en sommets isolés, tantôt, comme entre Casma et Nepeña, en croupes continues,

1. A. Raimondi, *El departemento de Ancachs y sus riquezas minerales, publ. por* Enr. Meiggs, gr. in-8°, Lima, 1873, particulièrement p. 267-301.

est, sans aucun doute, le prolongement des Cordillères côtières du sud.

La Cordillera Negra est formée presque exclusivement de couches mésozoïques, qui plongent en général vers la mer; elles ne comprennent guère que des grès et des schistes; les calcaires ne jouent qu'un rôle très restreint, et il ne semble pas que la chaîne calcaire qui s'élève au-dessus de Lima se prolonge dans cette direction. Ces grès et ces schistes conteinnent des couches de charbon dont une bonne partie correspond sans doute aux dépôts charbonneux de Pariatambo.

La Cordillera Negra est en beaucoup d'endroits recoupée de filons d'une diorite plus récente, qui accompagne constamment dans cette chaîne les minerais d'argent.

Le Callejon est en grande partie une vallée d'érosion. Le versant occidental de la Cordillera Nevada est formé de gros bancs d'un grès blanc ou bleuâtre, qui, bien que très redressés, sont cependant inclinés dans le même sens que les couches de la Cordillera Negra. Celles-ci surmontent donc de leur épaisseur entière les terrains qui constituent la Cordillera Nevada.

Vers Huaraz et Caraz viennent s'ajouter aux bancs de grès de la Cordillera Nevada occidentale des bandes secondaires de calcaire et de marnes.

Les sommets les plus élevés de cette puissante chaîne de montagnes sont formés par des masses de trachyte entassées à sa surface. On y a bien signalé des roches granitiques, mais Raimondi déclare à plusieurs reprises qu'il est difficile de les séparer des trachytes, et que leur âge est récent.

Les roches vertes (*Grünstein*) de la Cordillera Negra atteignent à peine l'altitude des cimes de la Cordillera Nevada, mais, d'autre part, des masses isolées de trachyte et surtout des dépôts horizontaux de conglomérat trachytique apparaissent aussi sur les sommets de la Cordillera Negra. Raimondi pense que ces roches éruptives proviennent de la Cordillera Nevada, et datent d'une époque où le Callejon, la vallée d'érosion qui sépare aujourd'hui les deux chaînes, n'existait pas encore.

On ne connaît de volcans en activité ni sur la Cordillera Negra, ni sur la Cordillera Nevada.

Sur le versant oriental de la Cordillera Nevada, de l'autre côté des sommets trachytiques, on trouve dans les provinces de Huari et de Pomabamba, jusqu'à la limite des neiges, des couches très redressées, parfois même plissées, de grès métamorphique.

Dans le sud de Huari et dans une grande partie de Pomabamba, ce grès est surmonté de couches plus récentes, mais également disloquées, de schistes argileux et de grès à combustibles : il s'agit là, sans doute, d'une réapparition des couches charbonneuses de la Cordillera Negra.

En outre, — et quel que soit l'âge jurassique ou crétacé de l'horizon lignitifère, — on trouve au-dessus de ces couches, sur les deux versants de la Cordillera Nevada, d'un côté dans le département de Cajatambo, et de l'autre en descendant jusqu'au Marañon, des marnes crétacées plus récentes, en discordance, contenant beaucoup d'échinides et aussi des actéonelles, des huîtres, *Neithea quinquecostata*, et des espèces de *Buchiceras*.

Au sud de ce versant, dans la région des sources du Marañon, se trouve la localité de Huallanca, où Steinmann a signalé une espèce tithonique, le *Perisphinctes senex*, puis des formes albiennes : *Brancoceras ægoceratoides* et *Acanthoceras Lyelli*[1]. —

Le cours du Marañon ne correspond pas tout à fait à la direction des couches. Une partie de sa vallée supérieure est creusée dans des talcschistes aurifères anciens, qui, un peu au sud du 9° de lat. S., près d'Uca, débordent sur la rive gauche du fleuve, associés au granite de la haute Cordillère de l'est. Plus au nord, près de Puerto di Puruay, le courant s'encaisse dans des bancs épais de grès rouge et de marnes avec gypse et sel, disposés en anticlinal, qu'on rapporte au Trias. Au-dessus reposent des calcaires probablement jurassiques, puis les marnes crétacées. Les grès rouges forment sans doute le soubassement de toute la série des couches de la Cordillera Nevada et de la Cordillera Negra.

Le versant de la Cordillère orientale situé au delà du Marañon se compose de talcschistes aurifères, paléozoïques ou plus anciens encore. Dans les environs de la ville de Pallasca, près de la limite des départements d'Ancachs et de Libertad, ces schistes aurifères anciens affleurent en un point isolé, au milieu des schistes mésozoïques qui forment la partie septentrionale de la Cordillera Nevada. —

Dans cette partie du Pérou, la structure des montagnes se présente en somme à peu près de la manière suivante :

La direction générale des couches et des chaînes, de la côte et des grandes vallées fluviales est N.N.W.

[1. Sur le terrain crétacé du Pérou, consulter les *Beiträge zur Geol. u. Palaeont. von Südamerika herausgegeben von* G. Steinmann, V. *Beiträge zur Kenntniss der Kreideformation in Venezuela und Peru, von* K. Gerhardt (Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. XI, 1897, p. 65-117, pl. I, II)]

Sur la côte on trouve des roches d'aspect ancien, puis des schistes et des grès analogues à ceux des Cordillères côtières de la Bolivie et du Chili.

La Cordillera Negra et la Cordillera Nevada, c'est-à-dire toutes les montagnes qui s'étendent jusqu'au Marañon, sont formées de couches mésozoïques, appartenant probablement en majeure partie au terrain crétacé. Les sommets de la Cordillera Nevada et quelques-uns de ceux de la Cordillera Negra sont couronnés de trachyte.

En un point, sur le Marañon, le grès rouge avec gypse et sel affleure sous les couches de la Cordillera Negra.

A l'est du Marañon s'étalent les grands affleurements de schistes anciens et de granite; de sorte que les hautes montagnes qui depuis l'Illimani et l'Illampu forment la Cordillère de Carabaya et les chaînes de Cuzco ne pourraient avoir de prolongement qu'entre le Marañon et le Huallaga.

Je rappellerai enfin que Raimondi signale en deux points, dans le voisinage immédiat de la côte, des traces de roches volcaniques récentes : du basalte, dans les environs de la Culebra, et une lave moderne au sud de Casma. Ceci est d'autant plus digne de remarque qu'on connaît dans la partie adjacente de l'océan beaucoup de traces d'activité volcanique; tout récemment encore, en 1881, non loin de cet endroit, par 7° 48′ de lat. S. et 83° 48′ de long. W. (Gr.), à 188 milles marins de Punta Aguja, il paraît s'être formé une nouvelle île volcanique[1].

Les descriptions fournies par Orton de la structure géologique du Pérou septentrional et la coupe qu'il a donnée de Pacasmájo au Rio Huallaga ne me paraissent pas suffisantes pour donner une idée exacte des traits principaux de cette structure[2]. D'une manière générale, on y rencontrerait les mêmes terrains que dans le département d'Ancachs. La présence du genre *Buchiceras*, signalé par Hyatt à Cachiyacu, à l'ouest du Huallaga, puis à Cajamarca et au nord de cette localité, près de Celendin, semble prouver que les couches crétacées se prolongent au delà de l'Amazone[3]. A Ipishguanüna (Piscoguanuna), entre le Marañon et le Huallaga, et à Tingo, près de Chachapoyas, Orton et Hyatt signalent des fossiles du Lias[4].

1. Note dans *Nature*, Oct. 3, 1881.

2. J. Orton, *The Andes and the Amazon*, in-8°, 3d ed., 1876, particulièrement p. 551 et suiv.

3. Alph. Hyatt, *The Jurassic and Cretaceous Ammonites collected in South America by Prof. J. Orton, with an Appendice, etc.* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XVII, 1874-75, p. 365-372).

[4. F. Teller a signalé dans la même région, entre Chachapoyas et Cuelap, sur les

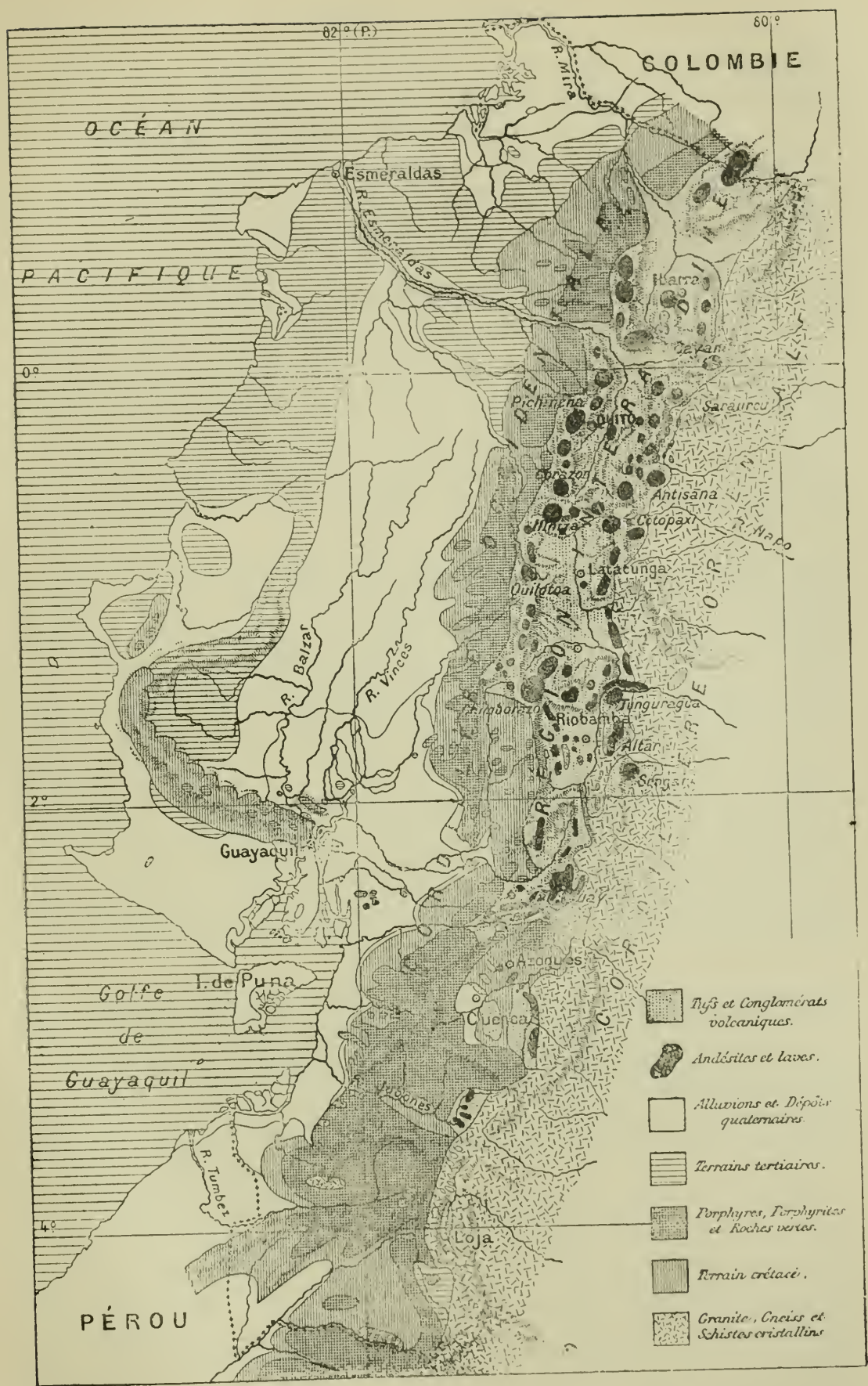


FIG. 100. — Carte géologique de l'Ecuador, d'après T. Wolf. — Échelle de 1 : 4.000.000.

Ecuador, Colombie et Vénézuela. — La structure de l'Ecuador méridional est assez bien connue, depuis quelques années, grâce aux importantes recherches de Th. Wolf[1] (fig. 100).

Depuis la frontière méridionale de cet État jusqu'au 2° de lat. S. environ, les Andes sont formées par deux Cordillères parallèles qui, au sud, se soudent plusieurs fois l'une à l'autre. La Cordillère orientale se compose de gneiss, de micaschistes, de schistes chloriteux et d'autres roches cristallines anciennes. Ces terrains sont dirigés, comme la Cordillère, du S. au N. ; leur extension vers l'est est inconnue. La Cordillère occidentale, au contraire, est constituée par des roches éruptives anciennes d'une grande variété, désignées sous le nom de « porphyre et roches vertes ». Quelques masses granitiques apparaissent au milieu de cet ensemble. Des conglomérats et une formation analogue au Flysch viennent s'y adjoindre vers le nord[2].

Sur le versant ouest de la Cordillère occidentale, en allant vers la mer, on rencontre des dépôts crétacés. Le golfe de Guayaquil restreint leur domaine, mais ils reparaissent au nord, occupant une largeur considérable, et s'étendent à partir de là très avant vers le nord. Des « roches vertes » éruptives accompagnent la Craie, principalement dans les provinces de Guayaquil et de Manabi[3].

La région limite entre les deux Cordillères s'étend entre 81° et 82° de long. W. [de Paris]. Wolf l'appelle *région intra-andine*. Elle est d'une grande importance tectonique. On y trouve, au sud de la ville de Loja et aussi près de cette ville, deux dépressions remplies par des formations récentes à empreintes végétales. Un peu plus

bords du Rio Utcubamba, la présence d'une *Pseudomonotis* très voisine de la *Ps. ochotica*, qui indique le Trias marin (Edm. Mojsisovics von Mojsvar, *Arktische Triasfaunen*, Mém. Acad. Sc. St.-Pétersbourg, XXXIII, n° 7, 1886, p. 103 et suiv.).]

1. Th. Wolf, *Viajes cientificos por la Republica del Ecuador*; 3 parties (*Loja*, *Azuay*, *Esmeraldas*), in-8°, Guayaquil, 1879, et Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XXVIII, 1876, p. 391-393, carte. [Voir aussi J. Siemiradzki, *Geologische Reisenotizen aus Ecuador. Ein Beitrag zur Kenntniss der typischen Andesitgesteine* (Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd IV, 1886, p. 195-227, carte géol.).]

[2. D'après Wolf (*Geografia y Geologia del Ecuador*, p. 255), ces conglomérats s'élèvent jusqu'à 4400 m. d'altitude sur les flancs du Chimborazo.]

3. Th. Wolf, *Geognostische Skizze der Provinz Guayaquil* (Neues Jahrb. f. Min., 1874, p. 385-396). [Voir aussi, du même auteur : *Geografia y Geología del Ecuador, publicada por orden del Supremo Gobierno de la Republica*, in-4°, carte géol., Leipzig, 1892 (toute la seconde partie de cet ouvrage (p. 221-383), ainsi que plusieurs notes, sont consacrées à la Géologie; résumé, Revue générale des Sciences, V, 1894, p. 54-55); *Carta geografica del Ecuador, publ. por ord. del Supr. Gobierno de la Republica*, 1 : 445.000. 6 feuilles, Leipzig, 1893. Ces travaux résument et confirment ceux que M. Wolf avait publiés antérieurement.]

au nord, vers les sources du Rio Jubones, dans cette même région intra-andine, apparaît, alignée du S.S.W. au N.N.E., comme l'avant-garde des grands volcans de l'Ecuador septentrional. Ces premiers volcans sont surtout constitués par de l'andésite et forment trois traînées : sur le haut Jubones, au sud de Cuenca, et au nord de cette ville, dans l'Azuay.

Entre ces deux derniers massifs volcaniques, on trouve, dans la région intra-andine, au nord-est de Cuenca, une formation très spéciale, l' « Arenisca de Azogues » ou grès à minerai de mercure. Cette roche, à laquelle sont associés des schistes argileux, est d'un gris bleu; elle se décompose en boules et se décolore par l'altération du fer. La stratification est très brouillée; la direction correspond à celle de la région intra-andine. On a trouvé dans ce grès, qui contient de l'asphalte et d'autres matières bitumineuses, des traces d'anciennes exploitations de mercure. On peut supposer, d'après cette description, qu'il y a là un prolongement de la grande zone à mercure du Pérou.

Nous trouvons donc, en traversant l'Ecuador méridional de l'est à l'ouest: à l'est, des gneiss et d'autres roches cristallines; puis, dans la zone intra-andine, des formations à feuilles, les premiers massifs d'andésite et des lambeaux de grès à mercure et à asphalte; plus loin à l'ouest, des porphyres variés et des roches vertes, et enfin, près de la mer, le terrain crétacé. —

Sur le prolongement de ces montagnes vers le nord, les travaux de Reiss nous fournissent les informations nécessaires[1].

La Cordillère orientale est également formée, dans cette région, par des gneiss et d'autres roches anciennes, qui atteignent 4 500 mètres sur certains sommets, et même 4 800 mètres, au nord, au Saraurcu. La région intra-andine du sud est ici représentée par les hautes plaines couvertes de laves, de tufs et de cendres, de Riobamba, de Latacunga et de Quito. La Cordillère occidentale est constituée par des schistes tendres, presque toujours noirs, avec filons de roches vertes très variées, et par de puissantes assises de

1. W. Reiss, *Bericht über eine Reise nach dem Quilotoa und dem Cerro hermoso in den ecuadorischen Cordilleren* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XXVII, 1875, p. 274-294); du même, *Die geologischen Verhältnisse der Fundstellen fossiler Säugthierknochen in Ecuador* (*in* Branco, *Säugthier-Fauna von Punin bei Riobamba*, Dames u. Kayser, Paläont. Abhandl., I, 1883, p. 41-56, carte); et dans d'autres publications. [Voir surtout W. Reiss und A. Stübel, *Reisen in Süd-Amerika : Das Hochgebirge der Republik Ecuador. Theil* 1 : *Petrographische Untersuchungen, Abtheilung* 1 : *West-Cordillere*, Lief. 1-2, in-4°, Berlin, 1892-93; *Geologische Studien in der Republik Colombia. Theil* 1 : *Petrographie, Abtheilung* 1 : *Die vulkanischen Gesteine, bearb. von* R. Küch, in-4°, Berlin, 1892.]

grès. Elle s'abaisse brusquement, à l'ouest, vers la mer. D'après Reiss, les schistes et les grès s'étendent au loin vers le nord et vers le sud, et doivent être rapportés, comme les couches correspondantes de la Colombie, au terrain crétacé. Ils rappellent, à beaucoup d'égards, le Flysch d'Europe. Nous reconnaissons, dans cette Cordillère occidentale, la continuation des Cordillères côtières du sud.

Les volcans se dressent « comme des formations tout à fait indépendantes » au sommet des crêtes monotones de ces Cordillères, aussi bien sur celle de l'est que sur celle de l'ouest. Sur la première se trouvent l'Altar (fig. 101), le Tunguragua, le Cotopaxi,

Fig. 101. — Andes écuadoriennes : le Cerro Altar (5 405 m.) et son soubassement. Vue prise de Verdebamba (3 433 m.), d'après R. Troya et A. Stübel (*Skizzen aus Ecuador*, 1886, p. 41, fig. 18.)

A = Cratère et massif volcanique ; B, B, B, B = Terrains anciens (micaschistes).

l'Antisana, etc. Plus nombreux encore sont les volcans de la Cordillère occidentale ; je me contenterai de nommer le Chimborazo, le Quilotoa, l'Iliniza, le Corazon, le Pichincha. —

Nous atteignons maintenant, au nord, la région dans laquelle les divers rameaux des Andes se séparent les uns des autres, et où, en particulier, un puissant arc montagneux s'écarte à l'est du cours du Magdalena et, se prolongeant au loin vers le nord-est, forme les Sierras de Bogota et de Mérida. Ces rameaux ne sont point accompagnés de volcans actifs. On y rencontre du gneiss et du granite. Ce n'est que tout récemment qu'on y a trouvé quelques traces du Lias[1]. Mais, en général, la série sédimentaire commence

1. Steinmann, *Ueber Jura und Kreide in den Anden* (Neues Jahrb. f. Min., 1882, p. 169).

avec le Crétacé inférieur, qui est également représenté ici par des schistes, de puissants bancs de grès et des calcaires noirs bitumineux, parfois accompagnés de roches éruptives anciennes, comme dans la Cordillère occidentale de l'Ecuador. Léopold de Buch, d'Orbigny, Forbes, et surtout Karsten, ont fait connaître la riche faune de ces dépôts. Elle correspond, d'après Uhlig, par une partie de ses espèces, à celle des couches de Barrême, dans le midi de la France, et de Wernsdorf, dans les Carpathes[1].

Karsten signale comme remarquable ce fait que « le versant abrupt de ces montagnes crétacées, qui se recourbent presque en arc de cercle vers le nord-est, fait toujours face aux montagnes de la Guyane, dont les sommets granitiques arrondis, autant du moins que nos connaissances nous permettent de l'affirmer, émergent de la plaine tertiaire comme des îles du sein de l'océan ». Ainsi, ces hautes chaînes semblent être dissymétriques et tourner le dos au massif brésilien; d'après Karsten, la même remarque s'appliquerait à la Sierra de Santa Marta, qui fait suite au nord; des roches éruptives, renfermant des minerais de cuivre, occupent la plus grande partie du versant méridional de ce massif, et dans son prolongement, au voisinage du golfe de Maracaïbo, du pétrole jaillit des couches crétacées[2].

Il faut nous représenter le massif brésilien comme enveloppé en arc de cercle par la Sierra de Bogota et la Sierra de Mérida, les roches qui constituent cette ceinture étant de préférence inclinées vers l'extérieur. Mais plus au nord-est, les choses se passent d'une manière assez différente. —

Les observations de Karsten permettaient déjà de considérer comme vraisemblable, et les recherches postérieures de Sawkins,

1. H. Karsten, *Ueber die geognostischen Verhältnisse des W. Columbien, der heutigen Republiken Neu-Granada und Ecuador* (Amtl. Ber. üb. die 32. Versamml. deutsch. Naturf. u. Aerzte zu Wien, 1858, p. 80-117, carte); V. Uhlig, *Die Cephalopoden-Fauna der Wernsdorfer Schichten* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XLVI, 1883, p. 158 et suiv.). [H. Karsten a réuni les résultats de ses travaux dans : *Géologie de la Colombie bolivarienne*, in-4°, Berlin, 1886. L'ouvrage est accompagné d'une carte géologique embrassant la région comprise entre 5° de lat. S. et 12° de lat. N. Ce n'est pas la reproduction de la carte publiée en 1858; mais, d'après Sievers, la seconde édition serait moins exacte que la première (W. Sievers, *Die Cordillere von Mérida nebst Bemerkungen über das Karibische Gebirge*, Geogr. Abhandlungen, III, Heft 1, 1888, p. 6, 7). — Sur le terrain crétacé de la Colombie, voir K. Gerhardt, *Beitrag zur Kenntniss der Kreideformation in Columbien*, dans les *Beiträge zur Geologie und Palaeontologie von Süd-Amerika* de G. Steinmann (VI; Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. XI, 1897, p. 118-208, pl. III-V).]

2. Un grand nombre de faits peuvent d'ailleurs être invoqués en faveur d'une indépendance plus grande de la Sierra de Santa Marta, conformément à la conception ancienne de Humboldt; voir en particulier Acosta, Bull. Soc. Géol. de Fr., 2e sér., IX, 1852, p. 306, et aussi Cornette, Ibid., p. 509 et suiv. [Voir p. 716, note 1.]

de Wall et de Crosby ont confirmé le fait, que la grande chaîne, dirigée de l'W. à l'E., qui forme la partie nord du Vénézuela et l'île de la Trinité (Trinidad), est constituée par les mêmes roches que les sierras indiquées plus haut, mais disposées dans un ordre inverse, — les terrains les plus anciens étant au nord et formant la côte abrupte de la mer des Antilles [1].

Depuis Valencia jusqu'à l'extrémité nord-orientale de l'île de la Trinité s'étend une longue chaîne de schistes, souvent grenatifères; on y trouve parfois des gneiss et de l'éclogite, à ce qu'il semble sous forme d'intercalation. Cette chaîne s'élargit à l'ouest, où elle atteint l'altitude de 8000 pieds [2440 m. environ]. Elle entoure le lac de Valencia et la région de Caracas, est interrompue par le golfe de Barcelona, forme au delà de celui-ci le promontoire d'Araya qui limite au nord le golfe de Cariaco, puis la presqu'île de Paria et enfin toute la côte nord de la Trinité, où son altitude n'est plus que de 3800 pieds [1150 m. environ].

Sur ces schistes repose vers l'ouest, au sud du lac de Valencia, une bande puissante de roches éruptives anciennes, qui paraissent être aussi variées que celles de la Cordillère occidentale de l'Ecuador. Elles sont accompagnées, vers le nord, de roches à diallage et de produits analogues à la serpentine. Vient ensuite, au sud, une longue zone de quartzites, de schistes et de calcaires du terrain crétacé inférieur. Des deux côtés du golfe de Barcelona, on voit la Craie inférieure en contact immédiat avez la zone des schistes anciens; elle s'étend vers l'est au delà de Cumana, sans atteindre cependant tout à fait le bord occidental du golfe de Paria; elle reparaît ensuite au delà de ce golfe et traverse, en formant deux lignes de hauteurs parallèles dirigées de l'W. à l'E., l'île de la Trinité.

Cette zone a fourni dans plusieurs localités les fossiles crétacés inférieurs de Bogota, et Karsten y distingue un étage à hippurites, plus récent encore [2]. Au sud s'étalent des couches marines ter-

1. Karsten, *Beiträge zur Kenntniss der Gesteine des nördlichen Venezuela* (Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., XI, 1859, p. 345-361, carte); G. P. Wall, *On the Geology of a Part of Venezuela and of Trinidad* (Quart. Journ. Geol. Ges. Soc., XVI, 1860, p. 460-470, carte); W. O. Crosby, *Notes on the physical Geography and Geology of Trinidad* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XX, 1878, p. 44-55); et les *Reports of the Geological Survey of the West Indies*, de Sawkins et Wall. [Voir aussi R. J. Lechmere Guppy, *The Tertiary Microzoic Formations of Trinidad, West Indies* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLVIII, 1892, p. 519-541, carte; et ci-dessous, note des p. 716-718.]

[2. Sur le terrain crétacé du Vénézuela, voir K. Gerhardt, *Beitrag zur Kenntniss der Kreideformation in Venezuela und Peru*, dans les *Beiträge zur Geologie und Palaeontologie von Süd-Amerika* de G. Steinmann (V, Neues Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. XI, 1897, p. 65-117, pl. 1, II).]

tiaires plus récentes, qui pénètrent dans l'intérieur du pays par le golfe de Barcelona, et disparaissent sous les Llanos qui descendent vers l'Orénoque. —

Ainsi donc, la structure de la chaîne côtière septentrionale, depuis Valencia jusqu'à la Trinité, n'obéit pas aux mêmes règles que celle des autres chaînes sud-américaines, autant du moins que nous pouvons en juger. Ici, nous sommes en présence d'une longue chaîne dissymétrique qui, comme tant de chaînes européennes, tourne ses roches les plus anciennes et sa pente la plus abrupte vers un bassin d'affaissement, la mer des Antilles. L'effondrement ne s'est pas produit seulement sur le bord de la chaîne, mais il affecte aussi l'intérieur, dans le golfe de Barcelona. Le golfe de Paria, que l'Orénoque travaille à combler, communique avec la mer des Antilles par un détroit, qui résulte, d'après Guppy, d'une faille avec effondrement vers l'est, et que Crosby explique par la situation plus méridionale des montagnes dans l'île de la Trinité. Le fait qu'on y trouverait des sédiments paléozoïques mérite confirmation. Cette chaîne, par sa structure et par sa situation, ressemble tout à fait à la chaîne du Nord de l'Afrique, depuis Gibraltar jusqu'au cap Bon, la Méditerranée occupant ici la place de la mer des Antilles.

Les grands tremblements de terre de Cumana et de Caracas correspondent au bord effondré de la chaîne. Vers le sud, elle est séparée du massif brésilien par la large vallée de l'Orénoque, dont la situation relative est la même que celle de la vallée inférieure du Rhône, ou de la vallée du Guadalquivir[1].

[1. Les travaux parus depuis 1885, sur la Colombie et le Vénézuela, permettent d'apporter plus de précision dans l'étude de la structure de cette partie de l'Amérique qu'on ne pouvait le faire jusqu'alors. Signalons surtout les suivants : W. Sievers, *Die Sierra Nevada de Santa Marta und die Sierra de Perijá* (Zeitschr. Ges. für Erdkunde, Berlin, XXIII, 1888, p. 1-159 et 442, 2 cartes, dont 1 geol. à 1 : 500.000.); du même, *Die Cordillere von Mérida nebst Bemerkungen ueber das Karibische Gebirge* (Geogr. Abhandl. herausgegeben von A. Penck, III, Heft 1, 1888, 238 p., carte géol. à 1 : 1.000.000.); A. Hettner, *Die Kordillere von Bogota* (Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft n° 104, 1892, 131 p., cartes, dont 1 géol.); du même, *Die Anden des westlichen Columbiens, eine orographische Skizze* (Petermanns Mitteil., XXXIX, 1893, p. 129-136); W. Sievers, *Karten zur physikalischen Geographie von Venezuela* (Ibid., XLII, 1896, p. 125-129, 149-155 et 197-201, pl. 10, 11 et 15 : cartes géologique, tectonique et hypsométrique à 1 : 3.000.000. avec 8 coupes géol.).

Au nord du territoire de l'Ecuador, les Andes se divisent en quatre chaînes. Ce sont, en allant de l'ouest à l'est : la Cordillère côtière de Choco, relativement basse; puis, au delà du San Juan et de l'Atrato, les deux hautes Cordillères occidentale et centrale séparées par le Cauca; enfin, à l'est, la Cordillère de Bogota. Les deux chaînes occidentale et centrale sont le prolongement des deux Cordillères occidentale et orientale de l'Ecuador. Comme la Cordillère de Choco, elles sont encore assez mal connues; la Cordillère de Bogota, au contraire, a été étudiée par A. Hettner dans le

Résumé général. — L'Amérique du Sud présente, à un plus haut degré qu'aucune autre partie du monde, tous les traits d'une structure homogène. A l'est et au centre s'étend le vaste plateau du Brésil, avec ses sédiments paléozoïques horizontaux, où l'on observe, dans la série des dépôts marins, les lacunes dont d'autres plateaux nous ont déjà fourni tant d'exemples.

Si, partant de l'est, on s'avance vers la haute montagne, on

travail cité plus haut. C'est une chaîne indépendante qui se détache de la Cordillère centrale au nœud de Pasto. Elle est séparée de cette dernière par le cours du Magdalena et se dirige vers le N.N.E. La Cordillère de Bogota se compose de longs chaînons et de vallées parallèles, rappelant le Jura suisse. Les sommets les plus élevés ne se tiennent pas toujours sur le même chaînon, mais passent de l'un à l'autre; au nord, ils s'éloignent vers l'ouest. Le point culminant, dans la Sierra de Cocui, qui atteint environ 5 300 m., est tout à fait à l'est. Cette Cordillère ne contient aucune roche volcanique; les roches anciennes y sont peu abondantes et n'apparaissent qu'au nord du 6° de lat. N., sous la forme de massifs centraux; ce sont les terrains crétacés qui prennent surtout part à sa constitution. Il est très douteux qu'elle comprenne des sédiments plus anciens, comme aussi des sédiments tertiaires. L'incertitude qui règne encore sur l'âge de certaines couches, principalement sur le versant oriental, empêche de savoir si ce versant est plus ancien, ou bien si la structure de la chaîne est symétrique. A l'exception des dépôts quaternaires, tous les sédiments sont plissés. Hettner n'a signalé de cassures certaines que dans la haute plaine de Bogota.

La Cordillère de Mérida n'est pas le prolongement de toute la Cordillère de Bogota, mais seulement de sa partie orientale. A la partie occidentale fait suite la Cordillère d'Ocaña, qui, plus au nord, prend le nom de Cordillère de Périja. Cette virgation se produit un peu au nord du 7° de lat., vers Pamplona. La Cordillère de Mérida est nettement alignée vers le N.E.; elle se compose d'une zone centrale de terrains anciens, avec pointements granitiques, puis, de part et d'autre, de deux bandes crétacées. Au Crétacé succède, du côté du nord, la formation dite « du Cerro de Oro », dont l'âge est douteux (Crétacé ou Tertiaire). Dans cette Cordillère, le plongement des couches est, en général, beaucoup plus rapide vers le nord que vers le sud, même lorsque les plus hauts sommets se trouvent du côté des Llanos : les sédiments, sur ce versant, finissent par être presque horizontaux : « Je ne puis comprendre, dit Sievers, comment Karsten a pu déclarer que le versant abrupt de la Cordillère faisait face à la Guyane. Lorsqu'on a vu, du golfe de Maracaïbo, la montagne se dresser comme une muraille jusqu'à 4 700 m. au-dessus de la plaine du Zulia, il faut bien reconnaître que c'est la pente la plus forte qu'offrent les monts du Vénézuela. » Hettner et Sievers regardent tous deux comme une région d'effondrement le bassin en partie comblé dont la lagune de Maracaïbo occupe le centre.

M. Sievers a donné à la chaîne côtière, en partie démantelée, qui occupe le nord du Vénézuela le nom de chaîne Caraïbe. Conformément aux vues exposées dans le présent ouvrage, il considère cette région montagneuse comme absolument distincte des Cordillères; ce serait le résultat d'un plissement qui aurait été en se propageant du nord vers le sud.

La chaîne caraïbe se compose, elle aussi, d'une zone centrale de terrains anciens, interrompue par le golfe de Barcelona; sur son flanc sud reposent le Crétacé et la « formation du Cerro de Oro ». Il n'y a pas au nord de couverture sédimentaire : comme on l'a vu, tout ce versant s'est effondré. La direction générale des plissements est N.E. ou E.N.E., mais cette direction n'apparaît bien que dans la partie orientale. Déjà au fond du golfe de Barcelona se manifeste une direction N.N.W. qui se retrouve très nettement accusée dans la région comprise entre Caracas et le lac de Valencia, puis à l'ouest du lac. La région intermédiaire entre la chaîne Caraïbe et la Cordillère de Mérida, qui correspond à la dépression de Barquisimeto, est tout entière occupée par les sédiments crétacés; la plus grande irrégularité y règne, quant à la direction des plissements. Au

rencontre d'abord des chaînes peu étendues, archéennes, en tout ou du moins en grande partie, comme les Sierras occidentales de la province de Cordoba et la chaîne qui s'allonge à l'est des Andes boliviennes. Beaucoup plus longue est la zone continue qui vient ensuite, celle des chaînes paléozoïques, siluriennes principalement. On les connaît depuis le sud du Pérou, à travers la Bolivie et jusqu'à Mendoza. L'extension des dépôts jurassiques vers le nord

nord de cette dépression, dans les États actuels de Lara et de Falcon, s'alignent parallèlement au Rio Tocuyo les Cordillères, beaucoup moins élevées que les précédentes, de Aqua Negra et de San Luis. Elles sont constituées par le Crétacé et les « couches du Cerro de Oro ». Une bande miocène affleure au nord, près de Coro, et le Miocène occupe aussi la plus grande partie de la péninsule de Paraguana. La direction des plissements de ces Cordillères est E.N.E. Sievers les considère comme Andines et les rattacherait, au delà du bassin d'effondrement de Maracaïbo, au prolongement de la Cordillère de Bogota.

Dans la péninsule de Paraguana, qui ne tient au continent que par un long pédoncule, du granite et des roches éruptives (amphibolite porphyroïde, diabase, gabbro) émergent de la couverture miocène.

Les îles de Curaçao, d'Aruba, de Bonaire, parallèlement alignées le long de la côte, à l'est de la péninsule de Paraguana, ont été étudiées par K. Martin (*Geologische Studien über Niederlaendisch West-Indien, auf Grund eigener Untersuchungsreisen*, in-8°, Leiden, 1888. — *Bericht ueber eine Reise nach Niederlaendisch West-Indien und darauf gegruendete Studien*, 2. Theil). Il y a signalé des roches éruptives diverses (diabase, diorite, porphyrite) traversant les schistes anciens, et une série de couches fossilifères fortement plissées (calcaires à rudistes), identique au Crétacé supérieur du continent Sud-Américain.

La péninsule Goajire est peu connue au point de vue géologique. M. Simons, qui en a décrit la topographie, considère comme d'origine « ignée » les roches qui constituent les trois petites chaînes alignées du N.W. au S.E., à travers la péninsule.

C'est sur la similitude des roches éruptives en ces différents points et dans la Nevada de Santa Marta — similitude particulièrement frappante dans la Nevada et dans l'île d'Aruba — que se fonde M. Sievers pour rattacher les uns aux autres ces divers tronçons et pour en faire les débris d'une même chaîne, alignée d'une façon générale vers l'E.N.E., comme la chaîne Caraïbe, c'est-à-dire pour les rapporter à la même zone de plissements que celle-ci.

La Sierra Nevada de Santa Marta, qui se dresse à plus de 5 000 m., sur la côte colombienne, immédiatement à l'est de l'embouchure du Magdalena, a été considérée tantôt comme un massif isolé, tantôt comme le prolongement de la Cordillère de Périja, l'une des branches divergentes, nous l'avons vu plus haut, de la Cordillère de Bogota. En réalité, elle est constituée, comme la chaîne Caraïbe, par des roches anciennes qui manquent complètement dans la Cordillère de Périja. Il est assez difficile, à cause du massif de granite qui occupe les parties centrales de la Nevada, d'y distinguer des directions maîtresses. M. Sievers croit cependant reconnaître dans la partie occidentale une direction E.-W. ou E.N.E., qui s'accorde d'ailleurs avec celle des rivières. Mais dans la partie occidentale, la poussée qui a produit les plissements de la Cordillère de Périja aurait également modifié, par contre-coup, la direction première des alignements de la Nevada en les relevant davantage vers le nord.

M. Sievers irait plus loin encore : il voudrait faire de la chaîne Caraïbe le prolongement de la chaîne côtière des Andes, en grande partie constituée, comme on l'a vu, par des terrains anciens. Mais il y a une lacune dans la partie occidentale de la Colombie, dont la géologie est encore mal connue. Il convient d'ailleurs de n'accepter que sous réserves toutes ces hypothèses, qui ne reposent que sur une connaissance très insuffisante encore des régions considérées.]

et vers le sud est plus grande encore; c'est à cette zone qu'appartient la chaîne principale des Cordillères, avec la plupart des volcans récents. Enfin, le long de la côte occidentale, où, par analogie avec l'Europe, on s'attendrait à trouver une zone de Flysch, s'élèvent d'une façon assez inattendue les Cordillères côtières, composées de roches de type archéen, telles que des gneiss et des micaschistes, de roches éruptives anciennes variées et enfin de dépôts de grès et de schistes, généralement sans fossiles. Sur toute la côte du Pérou et de la Bolivie, depuis Casma et Nepeña (9°10'-9°30'), à la Culebra, depuis Ica jusqu'au Morro de Arica, jusqu'à Cobija et Mejillones, elles sont représentées tantôt par des pointements isolés, tantôt par des chaînons moins morcelés. Au Chili, elles forment des chaînes continues longeant la côte. Plus loin vers le sud, elles constituent à la fois la côte occidentale de la Patagonie et les îles qui la précèdent. Elles se prolongent encore bien au delà du point où se terminent les Andes, pour décrire ensuite un grand arc de cercle du S. vers le S.E., puis l'E. et l'E.N.E., à travers la Terre de Feu, vers l'île des États.

Les quelques débris de fossiles qu'on a trouvés au Pérou indiquent la présence du terrain crétacé; on ne connaît également que des fossiles crétacés dans les montagnes de la Patagonie.

La même structure se retrouve au nord. Des roches d'aspect archéen et des sédiments crétacés constituent presque exclusivement les grandes Sierras qui partent du nord de l'Ecuador et s'écartent les unes des autres en formant une virgation; tel est le cas en particulier pour les Sierras de Bogota et de Mérida, qui s'infléchissent vers le nord-est en arc de cercle.

Aux mêmes formations appartient aussi la longue chaîne côtière du Nord du Vénézuela et de la Trinité; mais nous ne pourrons nous rendre compte de son rôle tectonique qu'après avoir étudié ses rapports avec les Antilles. —

Plus on va vers l'ouest, plus longues sont les zones du grand système montagneux de l'Amérique du Sud et plus récents sont les sédiments qui les constituent. Mais le grand problème est de savoir si les roches d'apparence archéenne qu'on rencontre dans les Cordillères côtières sont réellement d'âge archéen. Darwin l'a mis en doute pour le sud. C'est le même problème que nous avons vu se poser en Grèce, dans le Taurus, aux îles Andaman et Nicobar, et qui se posera bientôt encore pour nous dans l'Amérique du Nord. —

Les chaînes forment au nord une virgation à travers la Nou-

velle-Grenade et le Vénézuela; et il en est de même au sud, depuis le cap Corrientes jusqu'à l'île des États. Le rebroussement (*Schaarung*) d'Arica correspond à une inflexion modérée des chaînes, mais n'a que peu d'influence sur la répartition des sédiments et la disposition de l'ensemble. Cette disposition, en ce qui concerne seulement la partie occidentale de l'Amérique du Sud, est plus ou moins concentrique. La différence entre les montagnes du Sud de l'Europe et celles de l'Amérique du Sud consiste dans cette particularité que, dans les Alpes, les Carpathes et les Apennins, l'arrière-pays s'est effondré, le *Vorland* restant visible dans les deux premières chaînes, tandis que dans l'Amérique du Sud le massif brésilien occupe l'intérieur de l'arc et tient la place de l'arrière-pays, le *Vorland* étant sous l'océan.

La disposition des volcans est aussi très différente de celle des volcans de la Méditerranée occidentale ou des volcans éteints des Carpathes. Ils ne surgissent pas le long d'une fracture interne, mais sur l'axe même de la chaîne, au sommet des montagnes, comme le Demavend, l'Elbrouz et le Kazbek. Dans l'Ecuador, ils se dressent tantôt, à l'exemple du Chimborazo, sur la Cordillère occidentale, qu'on doit regarder comme le prolongement de la Cordillère côtière, tantôt sur la Cordillère orientale, archéenne, comme le Cotopaxi et l'Altar; plus au sud, jusqu'au Rio Jubones, au sud de Cuenca, ils se trouvent à la limite des deux Cordillères, dans la région intra-andine. Plus loin encore dans la Bolivie et le Chili, leurs grands cônes de cendres reposent pour la majeure partie sur la zone jurassique.

Les volcans ne suivent pas la déviation des chaînes, ni vers le Vénézuela, au nord, ni vers la Terre de Feu, au sud; ils restent cantonnés au voisinage de la côte pacifique.

L'île de Fernando Noronha, qui émerge des profondeurs de l'océan Atlantique à l'est du massif brésilien, se compose de basalte et de phonolithe. Le seul groupe important d'îles qui se trouve dans le voisinage de la côte occidentale, celui des *Galápagos*, est volcanique, et les laves qu'on y trouve sont basaltiques. De nombreux cratères s'y rencontrent. Th. Wolf oppose avec raison ce groupe aux alignements volcaniques du continent; il fait remarquer combien sa constitution pétrographiques est différente, les volcans de l'Ecuador étant formés en grande partie de roches trachytiques et andésitiques[1].

1. Th. Wolf, *Ein Besuch der Galapagos-Inseln*, in-8°, Heidelberg, 1879, p. 18 (Frommel und Pfaff, Samml. v. Vorträgen, I, p. 259-300, carte). Le type basaltique ne manque

Les groupes de volcans de l'Italie, comme ceux des îles Lipari et Ponza, sont au contraire constitués par des roches acides. —

Lopez a visité plusieurs des îles très dispersées qui se trouvent au sud des Galapagos. Il a trouvé l'île de *Sala-i-Gomez* haute de 30 mètres, longue de 1 200 mètres dans sa plus grande dimension et large de 120 mètres seulement dans l'isthme qui divise l'île par son milieu; les vagues des tempêtes équinoxiales balayent probablement l'île sur toute sa largeur. Elle se compose de basalte poreux avec olivine; on y signale pourtant aussi une terre blanche produite par décomposition et du pechstein.

Mas-a-tierra et *Mas-a-fuera* sont deux îles beaucoup plus grandes. La seconde représente un volcan unique, qui s'élève à 1 837 mètres[1]. —

Des explorations faites dans les Andes sud-américaines, — dans ce pays qui présente à la fois de grandes chaînes de montagnes, des volcans élevés, de fréquents tremblements de terre et des terrasses littorales, — sont nées plusieurs tentatives pour expliquer la formation des chaînes de montagnes; il est singulier toutefois que le contraste qui existe entre les anciennes lignes de rivages horizontales et les couches inclinées des Cordillères, et par suite entre la formation des terrasses et les phénomènes orogéniques, n'ait pas été plus souvent signalé.

J'ai déjà cité les idées anciennes de Ch. Darwin sur les relations qu'il croyait apercevoir entre le soulèvement des Andes et la formation des terrasses, et sur le prétendu soulèvement du continent qui aurait coïncidé avec quelques-uns des tremblements de terre de l'époque contemporaine. J'ai indiqué également les raisons qui combattent cette opinion (ci-dessus, p. 134).

Lorsqu'on eut nettement reconnu l'importance des mouvements tangentiels, des savants éminents, comme Dana, ont voulu voir dans les Andes le résultat d'une poussée latérale qui se serait produite dans la direction du continent, par suite de l'affaissement du géosynclinal du Pacifique. Mais cette conception s'accorde mal avec la déviation des chaînes vers le Vénézuéla et vers la Terre de Feu.

C'est encore sur l'hypothèse de grands mouvements tangentiels

d'ailleurs pas non plus dans l'Ecuador (Gümbel, Sitzungsb. Akad. München, 1881, p. 365 et suiv.). [Voir aussi Alex. Agassiz, *Reports on the Dredging Operations off the West Coast of Central America to the Galapagos*, etc. II (Bull. Mus. Comp. Zoöl., Cambridge, XXIII, n° 1, 1892, p. 1-89, 22 pl.), G. P. Merrill, *Report upon Rocks collected from the Galapagos Islands* (Ibid., XVI, n° 13, p. 235-237).]

1. Lopez, *Esploracion de las islas esporadicas al Occidente de la Costa de Chile* (Anal. Univ. Chil., 1876, p. 649-673). La prétendue île Buchilli (par environ 28°4' de lat. S. et 95°4' de long. W.) n'existe pas, non plus que l'île Gray.

que s'appuie essentiellement la théorie émise par Kolberg pour expliquer la formation du relief de l'Ecuador, la théorie des « coins de poussée » (*Ausschiebung durch Schubkeile*). Kolberg suppose que, par suite de la contraction de la croûte terrestre, des surfaces de discontinuité, obliques relativement à la surface du sol, de grandes failles-inverses en quelque sorte, prennent naissance, de telle sorte que les voussoirs intermédiaires, en forme de coin, se soulèvent sous l'action des poussées. Cette hypothèse s'accorde assez bien avec les vues qui paraissent applicables à quelques-unes des chaînes de l'Europe. Mais, pour l'Ecuador, Kolberg est amené à admettre la production de deux coins disposés en sens inverse, et il en revient, en réalité, à l'ancienne théorie d'Élie de Beaumont sur la formation des montagnes par « écrasement transversal[1] ».

On a souvent répété que les Andes avaient subi une surélévation très notable à une époque toute récente, et plusieurs preuves ont été apportées à l'appui de cette hypothèse. On a considéré les dépôts salins qu'on rencontre jusqu'à plus de 7 000 pieds [plus de 2 000 m.] et même jusqu'à 12 500 pieds [3 800 m. environ] d'altitude, comme le résultat direct de l'évaporation de certains bras de mer. Cependant, à l'est des Andes, de nombreux explorateurs, depuis Woodbine Parish, et surtout Burmeister, Zeballos et Schickendanz, ont nié que les salines des Pampas soient des résidus d'évaporation; pour les régions de l'ouest également, Pissis, en s'appuyant sur de bonnes raisons, s'est nettement prononcé contre cette hypothèse[2]. Le fait que huit espèces d'un genre d'amphipode habitant l'eau salée, le genre *Allorchestes*, vivent dans le lac Titicaca, ne peut en aucune façon passer pour une preuve que la mer se soit élevée, à une époque récente, à 12 000 ou 13 000 pieds [3 650-3 960 m.] au-dessus de son niveau actuel, ou que le continent ait été soulevé d'autant depuis cette époque. Trop de problèmes non résolus restent encore en suspens, relativement au mode de propagation de ces animaux, pour qu'on puisse tirer de leur présence des inductions aussi graves.

Le fait rapporté par Orton, que Loomis aurait trouvé, à un jour de route d'Iquique et à 2 500 pieds [760 m. environ] au-dessus de la mer un ancien rivage avec des mollusques appartenant à la faune actuelle, n'a pas, jusqu'à présent, reçu de confirmation[3].

1. J. Kolberg, *Nach Ecuador*, 2e édit., in-4°, Freiburg im Breisgau, 1881, p. 209-221 et ailleurs.

2. A. Pissis, *El desierto de Atacama* (Anal. Univ. Chile, 1877, p. 585-588).

3. Orton, *The Andes and the Amazon*, p. 116. L'hypothèse de l'auteur que les Andes

La découverte de coraux à Tilibiche, au Pérou, à 2 900 ou 3 000 pieds [880-900 m. environ] d'altitude, et à 30 kilomètres environ du rivage, n'autorise pas non plus de telles conclusions. Ces coraux se trouvent, d'après Alex. Agassiz et Pourtalès, appliqués à la surface des rochers, comme s'y appliquent encore aujourd'hui les coraux, mais ils sont transformés en un calcaire cristallin compact, et leur structure interne est presque complètement oblitérée. Abstraction faite d'une forme voisine du *Millepora alcicornis*, on a trouvé deux espèces, toutes deux nouvelles. L'*Isophyllia duplicata* appartient à un genre qui n'est connu qu'à l'époque tertiaire et à l'époque actuelle, mais il n'est pas représenté dans la faune qui habite aujourd'hui les côtes du Pacifique. Quant à la *Convexastræa peruviana*, elle appartient à un genre qui n'a été rencontré, jusqu'à présent, que dans le Trias et le Jurassique[1].

Il n'y a donc, à mon avis, aucune raison pour attribuer un âge aussi extraordinairement récent à ces gisements.

Dans le Sud du Chili, les étages les plus récents du terrain crétacé et des couches tertiaires s'appuient sur la Cordillère côtière. Ces dépôts sont affectés de failles, mais il ne semble pas qu'ils aient pris part au plissement. Par contre, il existe, au nord comme au sud, des couches crétacées à inocérames qui sont plissées comme le Néocomien. Les couches, dans certaines parties des Andes, se montrent énergiquement plissées; parfois aussi les plis sont renversés vers l'ouest, comme par exemple dans le Carbonifère du lac Titicaca[2]. Mais on n'y a signalé nulle part, jusqu'à présent, un renversement général de la bordure extérieure, comme dans les Alpes ou l'Himalaya.

Les tremblements de terre, si fréquents sur la côte occidentale, sont l'indice de quelque grand phénomène tectonique de l'époque actuelle, dont la nature est inconnue.

subissent actuellement un mouvement d'affaissement, fondée sur la comparaison avec d'anciennes mesures barométriques, a été combattue par Reiss, *Sinken die Anden?* (Verhandl. Ges. f. Erdkunde, Berlin, VII, 1880, p. 45 et suiv.).

1. Al. Agassiz and L. F. Pourtalès, *Recent Corals from Tilibiche, Peru* (Bull. Mus. Comp. Zool. Cambridge, III, 1876, p. 287-290 ; Amer. Journ. Sc., 3d ser., XI, 1876, p. 499).

2. D. Forbes, Mém. cité, p. 49

CHAPITRE X

LES ANTILLES[1]

La chaîne du Guatémala. — Les trois rangées d'îles. — Cuba. — Haïti. — La Jamaïque. — De Porto-Rico à la Barbade. — La Cordillère des Antilles; comparaison avec le pourtour de la Méditerranée occidentale; tremblements de terre.

La Chaîne du Guatémala. — Dans l'Amérique Centrale, la direction des terrains anciens n'est pas celle de l'étroite bande de terre qui unit le continent du nord et celui du sud; mais, du moins dans les parties où on la connaît exactement, elle lui est perpendiculaire. Ceci est surtout manifeste au Guatémala, où l'on rencontre un important tronçon d'une chaîne dissymétrique alignée vers l'W.S.W.[2]. Cette chaîne vient de la partie occidentale du Honduras; la vallée longitudinale du Rio Motagua marque assez bien sa direction. Nous suivrons surtout ici les données de Dollfus et de Mont-Serrat, car les observations de Seebach ne nous sont encore connues que par fragments[3].

La zone méridionale se compose de plusieurs affleurements assez étendus de granite, qui apparaissent au nord et au sud de la ville de Guatémala, puis au sud du Rio Motagua, jusqu'au delà de Zacapa. Une large zone de micaschistes lui fait suite vers le nord,

[1. Traduit par L. Gallois.]

2. Voir ci-dessus, p. 118.

3. A. Dollfus et E. de Mont-Serrat, *Voyage géologique dans les républiques de Guatémala et de Salvador* (Miss. scientif. au Mexique, etc., in-4°, Paris, 1868). [Sur les travaux de Seebach, voir plus haut, p. 115, note 1. Un document très important pour l'étude de l'Amérique centrale a paru depuis : Dr Carl Sapper, *Grundzüge der physikalischen Geographie von Guatemala* (Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft n° 113, 1894); voir surtout les chap. II et III (*Geologie, Stratigraphie; Orographie, Tektonik, Gebirgsbeschreibung, jüngste geologische Vorgänge*) et la carte géologique à 1 : 900.000. (pl. II); voir aussi du même auteur: *Das nördliche Mittelamerika*, in-8°, cartes, Braunschweig, 1897.]

puis une zone de schistes talqueux, et ces formations, en se prolongeant au sud du Golfo Dolce, atteignent la mer dans le golfe Amatique et vers Omoa, dans le golfe de Honduras. Des conglomérats et des grès d'une épaisseur assez faible leur sont superposés vers le nord, puis, au delà du Golfo Dolce, sur les bords du Rio de Cajabon et plus loin encore vers le nord et le nord-ouest, vient une large zone de montagnes calcaires, dont les limites sont inconnues. Les rares fossiles sur la présence desquels on a pu s'appuyer, pour rapporter ces calcaires au terrain jurassique, ne me paraissent pas être suffisamment démonstratifs à cet égard.

Ainsi donc, il existe un tronçon de chaîne traversant l'isthme de l'W.S.W à l'E.N.E., dont les formations les plus anciennes sont au sud-sud-est, tandis que les zones plus récentes sont au nord-nord-ouest. Durocher l'a appelé « système de Segovia »[1].

Cette chaîne est bornée au sud par un grand massif de roches volcaniques anciennes, de nature variée, qui forment la plus grande partie des montagnes du Salvador et toutes les chaînes méridionales du Guatémala. Une ligne de fracture oblique qui, de la baie de Fonseca, sur la côte du Pacifique, se dirige vers l'W.N.W., marque l'axe principal des volcans récents, encore en partie en activité, de cette région[2]. Elle coupe en biais, à l'ouest de la ville de Guatémala, l'alignement de la chaîne précitée, et se poursuit vers le Mexique. La plupart de ces grands volcans, notamment les cônes puissants du San Miguel, de l'Acatenango, de l'Atitlan, et d'autres encore, se trouvent dans la région des roches volcaniques anciennes.

Les trois rangées d'îles. — Les *Antilles* sont constituées par les sommets d'une chaîne de montagnes qui sépare la mer Caraïbe de l'Océan Atlantique et du golfe du Mexique. Un second arc, partant du Honduras, paraît venir se rattacher à la chaîne principale par la Jamaïque et la partie sud-ouest de l'île d'Haïti. Même les grandes profondeurs qui existent en quelques endroits, comme entre les îles de Virgin Gorda et d'Anguilla, n'interrompent pas la continuité de la chaîne en direction[3].

1. J. Durocher, *Recherches sur les systèmes de montagnes de l'Amérique centrale* (C. R. Acad. Sc., LI, 1860, p. 43-46); du même, *Études sur l'orographie et la géologie de l'Amérique centrale* (Ibid., L, 1860, p. 1170-1175).

2. Voir ci-dessus, p. 121, fig. 13.

[3. Voir la carte bathymétrique de la mer des Antilles et du golfe dn Mexique dans Alex. Agassiz, *Three Cruises of the U. S. Coast and Geodetic Survey « Blake » from* 1877 *to* 1880, 2 vol. in-8°, 1, fig. 57, p. 98 (Bull. Mus. Comp. Zoöl., Cambridge, XIV-XV, 1888); ou Berghaus, *Physikalischer Atlas*, n° 26 (II. Abth., Hydrographie, n° XI), 1888.]

Cette unité de structure a déjà été signalée par de nombreux observateurs, mais personne n'a montré avec plus de netteté ni plus d'évidence les relations des Antilles avec l'Amérique centrale que Karl von Seebach, dont le témoignage fait autorité pour ces régions.

Avec les pentes du Plateau mexicain dans la province d'Oaxaca, dit von Seebach, se termine le continent bien limité de l'Amérique du Nord. Au sud et à l'est de l'isthme de Tehuantepec commence l'Amérique centrale, qui appartient déjà au monde insulaire des Antilles. « L'alignement montagneux des Grandes Antilles qui, vers l'est, à Porto-Rico et dans la partie orientale d'Haïti (Saint-Domingue), ne forme qu'une seule chaîne, se sépare en deux dans la partie centrale de cette île; un chaînon méridional se prolonge par la péninsule de Jacmel vers la Jamaïque et vers le Honduras, tandis qu'un rameau septentrional s'avance par l'île de Cuba dans la direction du Yucatan... Serait-ce seulement par un merveilleux hasard que la Sierra Maestra (c'est là, au sud-est de Cuba, que les Grandes Antilles atteignent leur plus forte élévation, avec une altitude de 2338 mètres), que la Sierra Maestra, dis-je, composée de schistes cristallins et de roches éruptives, se prolongerait par le groupe des Cayman, le banc Misteriosa, les îles Viciosas et Swan, dans le fond du golfe de Honduras, sur le bord duquel se dressent brusquement des arêtes montagneuses dont la constitution est identique, et qui se continuent suivant la même direction dans l'intérieur?[1] »

En considérant, avec von Seebach, les deux chaînes du Yucatan et du Guatémala, alignées vers le N. E., comme « le simple prolongement occidental du système montagneux des Grandes Antilles », non seulement nous comprenons l'importance des vues précédemment émises sur la structure du Guatémala, mais nous reconnaissons dans toute sa netteté l'exactitude d'une idée énoncée par Humboldt, puis défendue avec beaucoup de force par Ritter : c'est que l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud doivent être tenues pour des continents distincts, entre lesquels intervient un troisième élément, la région de l'Amérique Centrale et des Antilles[2]. —

On peut diviser les Antilles en plusieurs zones.

1. K. von Seebach, *Central-Amerika und der interoceanische Canal*, in-8°, Berlin, 1873, p. 11 et suiv. (Sammlung gemeinverst. Vortr., herausgegeben von Virchow u. Holtzendorff, VIII. Ser., Heft 183). La direction transversale des montagnes a été remarquée aussi par M. Wagner, *Physisch-Geographische Skizze der Provinz Chiriqui* (Petermanns Mittheil., 1863, p. 281-299, pl. II).

[2. Voir aussi R. T. Hill, *Fundamental Geographic Relation of the Three Americas* (National Geogr. Magazine, Washington, VII, 1896, p. 175-181, carte).]

La *première*, la *zone interne*, située à l'intérieur de la concavité de l'arc, ne se montre que dans la partie orientale, dans les Petites Antilles. Elle est tout entière *d'origine volcanique récente*. Elle comprend les îles Saba, Saint-Eustache[1], Saint-Christophe, Nevis, Redonda, Montserrat, la partie occidentale de la Guadeloupe, si profondément découpée [Basse Terre], la Dominique, la Martinique[2], Sainte-Lucie, Saint-Vincent, les Grenadines et la Grenade. Ces îles forment un arc de cercle continu; quelques-unes d'entre elles renferment de trois à quatre cratères : on en compterait même six, d'après Moreau de Jonnès, à la Martinique.

La *zone suivante* comprend les grandes et riches *îles montagneuses* des Grandes Antilles et une bordure étroite, mais bien caractérisée dans les Petites Antilles. Ses montagnes sont constituées d'après le type des Cordillères côtières du Sud et de la chaîne du Vénézuela. Les fossiles les plus anciens que l'on y ait rencontrés et qui, d'ailleurs, sont en très petit nombre, appartiennent au terrain crétacé inférieur; par contre, comme dans l'île de la Trinité et le Nord du Vénézuela, on trouve dans le Turonien des calcaires francs, où les fossiles sont abondants. Au terrain crétacé succède, comme à la Trinité, une puissante série de dépôts tertiaires, dont certains horizons présentent une ressemblance étonnante avec quelques gisements d'Europe. Ces dépôts forment la transition avec la troisième zone.

A cette seconde zone appartiennent : Cuba et l'île des Pins, Haïti, Porto-Rico, les îles Vierges avec Sainte-Croix, Anguilla, Saint-Barthélemy, Antigua, la partie orientale de la Guadeloupe [Grande Terre] et une partie de la Barbade, puis l'arc méridional, qui se prolonge à travers la Jamaïque. Dans toute l'étendue des Petites Antilles, cette zone forme comme une ceinture extérieure à celle des volcans.

La *troisième zone*, qui est *la plus externe*, ne se compose que de formations *tertiaires moyennes ou plus récentes encore*. Elle ne comprend nulle part, à proprement parler, de montagnes, et est généralement tout à fait plate; elle est plus large au nord-ouest et va en se rétrécissant vers le sud-est. Elle comprend les Bahama[3], les bancs peu élevés qui se succèdent jusqu'à celui de la Nativité,

[1. G. A. F. Molengraaf, *De Geologie van het Eiland St. Eustatius*, in-4°, 61 p., 4 pl., Leiden, 1886.]

[2. J. Siemiradzki, *Die geognostischen Verhältnisse der Insel Martinique* (Inaug.-Diss.), in-8°, 40 p., 1 pl., 1 carte géol., Dorpat, 1884.]

[3. Voir A. Agassiz, *A Reconnoissance of the Bahamas* (Bull. Mus. Comp. Zool. Cambridge, XXVI, n° 1, 1894, p. 1-203, 47 cartes et pl.).]

puis Anegada, Sombrero, la Barbude et une partie de la Barbade. On pourrait encore rattacher à cette zone toute la Floride, et peut-être aussi la partie plane du Yucatan[1].

Léopold de Buch avait déjà parfaitement reconnu dans ses grands traits cette disposition régulière des îles. « Les îles volcaniques des Antilles, écrivait, il y a plus de soixante ans, le grand géologue, sont toutes alignées les unes à la suite des autres, sans être aucunement séparées par des îles non volcaniques. Au contraire à l'est de ces mêmes îles vers le grand Océan, se présente une autre série, quoique moins bien caractérisée, d'îles sur lesquelles il n'y a presque aucune trace de phénomènes volcaniques, et sur lesquelles il n'y a aucun véritable volcan : cette disposition est certainement extrêmement remarquable[2]. »

C'est la zone médiane que je me propose de décrire avec un peu plus de détails.

Cuba. — Comme on l'a déjà vu, l'île de Cuba atteint sa plus grande altitude au sud-est, dans la Sierra Maestra, entre le cap Cruz et Santiago de Cuba. Le Pico Tarquino mesure 2 338 mètres. Au sud, la montagne tombe à pic sur la mer. Elle s'étend de l'W. à l'E., même à l'E.N.E., et l'inclinaison des couches est vers le nord. D'après Cia, le granite affleure en plusieurs endroits au pied sud de la chaîne, tandis que les parties supérieures sont formées par des alternances de grès verts en bancs minces, avec grains de feldspath, et de schistes noirs, d'une brèche calcaréo-schisteuse et enfin de couches calcaires peu épaisses. A cette série fait suite une brèche puissante, dont le ciment serait constitué par de la diorite noire ou du porphyre dioritique[3]. Une amygdaloïde noire est associée à cette brèche. On retrouve fréquemment cette même formation dans d'autres parties des Antilles; les géologues anglais l'ont nommée *Blue-beache*. Elle s'étend, au nord de Santiago de Cuba, à l'est et à l'ouest, sur le versant nord de la Sierra Maestra; des sédiments tertiaires horizontaux lui succèdent dans la vallée du Rio Cauto, jusqu'aux environs d'Holguin.

[1. Voir C. Sapper., *La Geographia fisica y la Geologia de la peninsula de Yucatan* (Bol. Comision geol. de Mexico, n° 3, 1896; et Journ. of Geol., Chicago, IV, 1896, p. 938-947).]

2. L. von Buch, *Physikalische Beschreibung der Canarischen Inseln*, in-4°, 1825, p. 400 [trad. française par C. Boulanger, in-8°, Paris, 1836, p. 493-494. Pour la confirmation de ces vues par des observations récentes, voir surtout G. A. F. Molengraaf, *Het geologische verband tusschen de West-Indische Eilanden* (Handeling van het 1. Natuur- en Geneeskundig Congres, Amsterdam, 1887).]

3. Policarpo Cia, *Observaciones geologicas de una gran parte de la isla de Cuba* Revist. minera V, 1854, p. 365, 393. 420, 451).

Près d'Holguin on trouve une roche éruptive contenant du feldspath et de l'amphibole; en d'autres points apparaît une vraie syénite, et en contact immédiat avec cette roche une traînée de serpentine qui, d'après le témoignage concordant de Cia et de Castro, s'étend ensuite à travers toute l'île, au delà de Puerto Principe, jusque vers la Havane et jusque dans le promontoire occidental, orienté W.S.W. Cette longue traînée de serpentine est accompagnée, surtout au nord, de nombreuses bandes d'un calcaire dur de couleur claire. Elle n'atteint nulle part des hauteurs considérables, mais elle forme cependant la ligne de partage des eaux à travers l'île tout entière; c'est là que se trouvent les richesses minérales de Cuba, le cuivre, le fer chromé, l'or. Les grès analogues au Flysch ne manquent pas dans l'île, et on y connaît, depuis Holguin jusqu'à la Havane, des gîtes d'asphalte et de pétrole[1].

Humboldt avait déjà trouvé de la serpentine près de la Havane. Salterain a décrit les environs de cette ville. La côte septentrionale est ici, comme en beaucoup d'autres points, accompagnée d'une bordure de calcaire tertiaire horizontal, dont la surface prend tout à fait, par endroits, l'aspect typique du Karst, ou bien se recouvre de terre rouge. Au delà de cette bordure s'élèvent de longues collines de calcaire siliceux à glauconie, de marnes et de grès plissés, sans fossiles. C'est dans ces roches que se présentent les gisements d'asphalte; en se désagrégeant, elles forment le sol de la partie la plus riche et la plus fertile de l'île. De ces dépôts glauconieux émerge la chaîne allongée mais basse de serpentine, accompagnée de roches éruptives anciennes; elle affleure dans le port même de la Havane, où elle forme une masse sombre, dépourvue de végétation[2].

1. M. F. de Castro, *Pruebas paleontologicas de que la Isla de Cuba ha estado unida al continente americano y breve Idea de su constitucion geologica* (Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., VIII, 1881, p. 357-372); [M. F. de Castro y P. Salterain y Legarra, *Croquis geologico de la Isla de Cuba* (Ibid., VIII, pl. 6, publiée avec XI, 1884); voir aussi V. Pellitero, *Apuntes geologicos referentes al Itinerario de Tanamo a Santa Catalina de Guantanamo* (Ibid., XX, 1893, p. 89-98, carte géol., pl. 5, 1895); R. Adan de Yarza, *Rocas hipogenicas de la Isla de Cuba* (Ibid., XX, 1893, p. 71-88, 4 pl., 1895).] Pour les formations récentes, voir W. O. Crosby, *On the elevated Coral reefs of Cuba* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXII, 1882, p. 124 et suiv.). [Voir aussi R. T. Hill, *Notes on the Geology of the Island of Cuba, based upon a Reconnoissance made for Alexander Agassiz* (Bull. Mus. Comp. Zool., Cambridge, XVI, n° 15, 1895, p. 243-288, 9 pl.); *Notes on the Tertiary and later History of the Island of Cuba* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XLVIII, 1894, p. 196-212); J. W. Spencer, *Geographical Evolution of Cuba* (Bull. Geol. Soc. of America, VII, 1894, p. 67-94, 1895).]

2. P. Salterain, *Apuntes para una Descripcion fisico-geologica de las Jurisdicciones de la Habana y Guanabacoa* (Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., VII, 1880, p. 161-225, carte). Les fossiles des environs de la Havane, décrits depuis longtemps par Lea, montrent que

D'après F. de Castro, au sud de cette longue traînée de serpentine, on trouve dans la Sierra de Cumanayagua, à l'ouest du port de Trinidad, des gneiss, des talcschistes et des calcaires foncés d'âge plus ancien. —

Plusieurs opinions ont été émises, au sujet de l'âge des terrains sédimentaires de Cuba; on a, par exemple, considéré les schistes argileux noirs et les quartzites de Mantua, à l'ouest de l'île, sur le versant septentrional de la Sierra de los Organos, comme paléozoïques; mais jusqu'à présent, je ne connais aucun fossile provenant de Cuba ou d'une autre partie des Antilles qui indique avec certitude la présence dans ces régions de dépôts antérieurs à la période crétacée. On a trouvé en plusieurs endroits des hippurites dans les calcaires blancs de Cuba; dans la série des couches horizontales récentes, il faut signaler le calcaire à orbitoïdes, qui se retrouve en Floride et dans une grande partie des îles adjacentes; son âge a été indiqué précédemment[1].

Haïti. — La partie occidentale d'Haïti est peu connue, mais Gabb a publié une excellente monographie sur la structure de la République de Saint-Domingue, qui correspond à la partie centrale et orientale de l'île [2].

La direction des montagnes y est également E.S.E., et les éléments qui entrent dans leur constitution sont les mêmes qu'à Cuba. Le système des schistes, grès et calcaires, analogue au Flysch, le « Sierra group », comme l'appelle Gabb, forme plusieurs alignements parallèles; on n'y a trouvé que quelques fossiles, mal conservés, d'apparence crétacée (ammonites, trigonies, etc.) et, en un point, à l'ouest de la ville de Saint-Domingue, près d'Azua, dans la baie de Ocoa, se montre du pétrole. On voit également s'y intercaler des bandes serpentineuses, et Castro dit en propres termes avoir trouvé à Haïti le prolongement des serpentines de Cuba. Des syénites et d'autres roches massives constituent plusieurs alignements dans le massif de Cibao, dont les sommets s'élèvent, dit-on, jusqu'à 8 000 pieds environ [2 440 m.].

En somme, la structure de la République de Saint-Domingue est à peu près la suivante : à l'extrémité nord-est de la côte, par-

les formations mésozoïques y sont représentées; la présence du Jurassique n'y est cependant pas prouvée; Is. Lea, *Notice of the Oolitic formation in America* (Trans. Amer. Phil. Soc., 2d ser., VII, 1840, p. 251-260).

1. Voir ci-dessus, p. 364 et suiv.

2. W. M. Gabb, *On the Topography and Geology of Santo Domingo* (Trans. Amer. Philos. Soc. Philadelphia, new ser., XV, 1873, p. 49-259, cartes).

ticulièrement près du cap Frances, on trouve des grès et des schistes, qui prennent une grande extension dans la presqu'île de Samana. On peut les considérer comme représentant le flanc nord d'un synclinal dirigé E.S.E., car la Sierra de Monte Cristi, qui vient ensuite, dans l'intérieur du pays, est entièrement tertiaire, comme aussi la grande vallée longitudinale qui, du golfe de Manzanilla, s'étend à travers l'île, jusqu'au golfe de Samana. Au pied des montagnes de Cibao, qui succèdent à cette zone vers le sud, on trouve encore des dépôts tertiaires.

Les premières hauteurs du massif de Cibao sont constituées de nouveau, du moins à l'est de Sabaneta, par des grès et des schistes, qui forment, à eux seuls, en s'avançant vers l'est, la chaîne montagneuse de la péninsule de Seibo; au contraire, les roches éruptives sur lesquelles reposent ces grès et ces schistes, et qui les traversent quelquefois en filons, en formant les parties les plus élevées du massif de Cibao, disparaissent vers l'est, dès le méridien de la ville de Saint-Domingue. Vers le sud reparaissent encore une fois, aux environs de la baie de Ocoa, les grès et les schistes; ce sont eux qui constituent vraisemblablement la plus grande partie de la côte méridionale, comme aussi les deux péninsules qui s'avancent vers l'ouest, c'est-à-dire vers Cuba.

La Jamaïque. — La Jamaïque est aujourd'hui très bien connue, grâce aux efforts des premiers explorateurs anglais, et surtout grâce au levé détaillé de Sawkins et Brown [1]. Les terrains tertiaires occupent une surface comparativement bien plus étendue dans cette île qu'à Cuba ou à Haïti. La direction des couches est à peu près la même. La partie occidentale de l'île est couverte de collines tertiaires; les hauteurs les plus considérables se trouvent dans la partie orientale, où les Montagnes Bleues s'élèvent à plus de 7000 pieds [2130 m. environ]. Elles se composent des mêmes roches que le Massif de Cibao à Haïti. Des syénites, des granites, des diorites affleurent principalement sur le versant sud-ouest; la « Metamorphosed Series », qui n'est autre chose que le terrain analogue au Flysch des autres îles, constitue les parties culminantes de la chaîne. Ces couches sont plissées, et reparaissent encore

1. J. G. Sawkins, *Reports on the Geology of Jamaica, or Part II of the West Indies Survey*, in-8°, London, 1869, particulièrement p. 26 et suiv.; voir aussi Barrett, *On some Cretaceous Rocks in the South-Eastern Portion of Jamaica* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVI, 1860, p. 324-326); M. Duncan and G. P. Wall, *A Notice on the Geology of Jamaica* (Ibid., XXI, 1865, p. 1-15). [Voir aussi H. Scotland, *On the Geology of Jamaica*, 52-44 p., 2 cartes, Kingston, 1890.]

une fois vers le centre de l'île, au milieu des dépôts plus récents, mais en n'atteignant qu'une hauteur beaucoup moindre. Au-dessus de cette série viennent les dépôts fossilifères, déjà signalés, du Crétacé moyen. Sawkins évalue leur puissance à 500 ou 600 pieds [150-180 m.]. D'après cet observateur, on trouve vers la base, faisant corps avec le calcaire, des débris de très grands radiolites, ainsi qu'un genre remarquable de rudiste, le genre *Barrettia;* la faune à actéonelles et à hippurites, qui rappelle si bien les couches de Gosau, dans les Alpes Orientales, vient seulement au-dessus.

De Porto-Rico à la Barbade. — Notre connaissance de Porto-Rico ne repose malheureusement que sur une courte note, que Cleve a insérée dans sa précieuse étude sur la structure des îles qui font suite à l'est. Les couches paraissent ici se diriger davantage vers l'E.; au delà d'une étroite bordure de dépôts récents, qui accompagne la côte septentrionale, reparaissent, ici encore, les roches que nous avons déjà signalées à Haïti[1]. Elles se continuent dans les *îles Vierges.*

Ces îles ne sont séparées les unes des autres que par de faibles profondeurs, et il en est de même entre ce groupe et Porto-Rico. Cleve a clairement montré comment les bandes successives, alignées de l'E. à l'W., se poursuivent à travers les différentes îles de cet archipel, prouvant ainsi l'unité de sa structure. On voit au sud, depuis Saint-Thomas et Saint-Jean, en passant par les îles Norman et de Pierre, s'étendre une zone de roches éruptives anciennes, que Cleve désigne sous le nom de « Felsite with subordinate Blue-beache ». Une zone semblable existe dans le nord de l'archipel, au nord de Tortola et dans la moitié septentrionale de Virgin Gorda. Entre les deux, alignées suivant la même direction, s'étendent des zones de « Blue-beache », associées à des schistes, des quartzites et des calcaires métamorphisés et fortement redressés.

Dans une zone qui paraît être à peu près la zone médiane, on rencontre près de Coki Point, dans l'île Saint-Thomas, l'*Actæonella lævis* et d'autres fossiles du Crétacé moyen. On peut supposer que tout ce groupe d'îles forme un grand synclinal, dont les couches à actéonelles occuperaient le centre, et dont elles représenteraient l'étage le plus récent[2].

1. P. T. Cleve, *On the Geology of the North Eastern West-India Islands* (Svensk. Vetensk. Akad. Handlingar, ny föld, IX, 1870, 57 p., cartes); Porto-Rico, p. 14, 15; et Annals New York Acad. Sc., II, 1882, p. 185 et suiv. [Voir aussi W. Sievers, *Zur Kenntniss Puerto Rico's* (Mittheil. Geogr. Ges. Hamburg, 1891-92, Heft II, p. 217-236, pl. 4, 1895).]

2. Cleve, Mém. cité, pl. II, fig. 12; Woodward cite aussi l'*Actæonella lævis* de Saint-

La plus septentrionale des îles Vierges, *Anegada*, fait seule exception et ne possède pas la même structure; on a vu plus haut qu'elle était tout à fait plate et qu'elle appartenait à la zone extérieure. —

Au sud de l'île des Crabes (Vieques) et des plus méridionales des îles Vierges, une fosse se creuse tout à coup, jusqu'à des profondeurs considérables. L'île toute voisine de *Sainte-Croix* est séparée des précédentes par des fonds de plus de 12 000 pieds [3 660 m. environ]. Et cependant, les mêmes terrains se rencontrent là encore. Ils occupent principalement le nord de l'île et doivent plonger brusquement, le long du rivage, jusqu'à une profondeur d'environ 6 000 pieds [1 830 m.]; le sud de l'île est tertiaire.

A l'est de Sainte-Croix commence le grand arc volcanique, qui s'étend vers le sud. Les cônes de cendres s'y élèvent jusqu'à 4 000 pieds [1 220 m.]. La rangée d'îles qui vient ensuite, dans la direction de l'est, et où l'on retrouve les terrains de Cuba et d'Haïti, ne s'élève qu'en un seul point jusqu'à 1 400 pieds [425 m.]; ailleurs, l'altitude y varie entre 200 et 500 pieds [60 et 150 m.].

Sur la côte occidentale d'*Anguilla*, les roches éruptives anciennes et les formations stratifiées des grandes îles n'affleurent que sur une faible étendue; ces terrains contiennent du cuivre et forment une partie des récifs voisins [1].

Ils constituent également la partie sud de *Saint-Martin*, reparaissent à *Saint-Barthélemy*, près de la ville de Gustavia, et forment la partie la plus élevée de cette île [2]. A *Antigua* également, les plus hautes croupes sont en « grünstein », en amygdaloïdes et en porphyre [3].

A *la Barbade* du pétrole, on le sait depuis longtemps, jaillit du sol en grande abondance, comme à la Trinité [4]. —

Thomas (Quart. Journ. Geol. Soc., XXII, 1866, p. 570). Pour l'île de la Culebra, voir D. Cés. de Guillerna, *Memoria del Reconocimiento del Interior de la Isla de Culebra* (Bolet. Soc. Geogr. Madrid, VIII, 1880, p. 23-47, particulièrement p. 35).

1. Sawkins, *Reports, etc... Appendix I : Geological Report on the Island of Anguilla*, p. 257-261. Parmi plusieurs anciennes descriptions, je n'en citerai qu'une, remarquable pour l'époque à laquelle elle fut écrite : Will. Maclure, *Observations on the Geology of the West Indies Islands from Barbadoes to Santa Cruz inclusive* (Journ. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, I, part 1, 1817, p. 134-149).

2. Cleve, Mém. cité, p. 22 et suiv.

3. P. M. Duncan, *On the fossil Corals of the West-India Islands, Part I* (Quart. Journ. Geol. Soc., XIX, 1863, p. 408-410). [Sur la géologie de cette île, voir J. C. Purves, *Esquisse géologique de l'île d'Antigoa* (Bull. Musée Roy. d'Hist. Nat. de Belgique, III, 1885, p. 269-318); la carte géol., pl. XIV, est repoduite au t. II du présent ouvrage, chap. II.]

[4. A. J. Jukes-Browne and J. B. Harrisson, *The Geology of Barbados* (Quart. Journ. Geol. Soc., XLVII, 1891, p. 197-252; XLVIII, 1892, p. 170-225); *Geological Map of Barbados*, 1891.]

Il résulte des observations précédentes que toute la zone médiane ou zone principale des Antilles, depuis le cap San Antonio, à l'extrémité ouest de Cuba, jusqu'à la Barbade, en passant par la Jamaïque, Haïti et Porto Rico, est constituée par les mêmes roches. Du granite, et aussi par endroits des formations analogues aux gneiss, des roches éruptives anciennes, un terrain particulier, le Blue-beache, des serpentines, des grès glauconieux, puis un calcaire blanc, dont l'âge, autant qu'on peut le déterminer à l'aide des fossiles, est crétacé — représentent les restes visibles d'une chaîne de montagnes autrefois continue. Ce sont les mêmes roches qui constituent l'île de la Trinité, la chaîne septentrionale du Vénézuela, puis celles de Mérida et de Bogota, avec leurs prolongements vers le sud, et enfin toute la rangée des Cordillères côtières, jusqu'à l'extrémité sud de l'Amérique méridionale.

C'est la même succession de roches que l'on rencontre fréquemment en Grèce, en Crète et à Chypre, dans diverses parties du faisceau du Taurus et de l'Arménie, dans l'Afghanistan oriental, et aux îles Andaman et Nicobar. D'autre part, la ressemblance avec certaines régions de Flysch d'Europe est frappante. Th. Wolf dit que ce sont des « roches analogues au Flysch et du Nagelfluh » qui, au sud du Chimborazo, jusqu'à Alansi, constituent, de la base au sommet, la Cordillère de l'Ecuador[1]. Le pétrole se retrouve dans le Flysch infra-crétacé des Carpathes, et les longues traînées de serpentine reparaissent, de même, dans le Flysch de la Bosnie septentrionale, en Eubée et en beaucoup d'autres endroits. —

Nous désignerons désormais cette rangée d'îles sous le nom de *Cordillère des Antilles*. Elle se développe en arc de cercle. Vers l'ouest elle semble se diviser par virgation en plusieurs branches, comme l'a montré Seebach. L'un de ces rameaux part du sud d'Haïti et se prolonge par la péninsule de Jacmel, puis par les Montagnes Bleues, à la Jamaïque, vers le Honduras; un autre part du massif de Cibao, à Haïti, et, par la Sierra Maestra de Cuba, se dirige vers le golfe Amatique, au Guatémala, et de là, traversant l'isthme, atteint la ligne des grands volcans. Peut-être y a-t-il un troisième rameau marqué par la Sierra de Cumanayagua, dans le centre de Cuba.

La Cordillère est bordée au nord-est et à l'est par des formations marines tertiaires ou plus récentes encore, parmi lesquelles nous avons reconnu déjà[2] les bancs de coraux de Castel-Gomberto et le

1. Th. Wolf, Neues Jahrb. f. Min., 1880, I, p. 268.
2. Voir ci-dessus, p. 364.

calcaire à orbitoïdes, qui correspond au calcaire inférieur de Malte. Quels sont, parmi ces divers étages, ceux qui ont pris part au plissement, c'est ce que je n'ai pu déterminer avec certitude, d'après les données dont je disposais; dans tous les cas, les plus récents demeurent horizontaux au pied des terrains plissés, et leur disposition est semblable à celle de la série descendante des environs de Suez, c'est-à-dire que les derniers s'adossent aux étages antérieurs, à des altitudes décroissantes. Ces sédiments récents, non dérangés, en grande partie calcaires, forment non seulement la bordure des grandes îles, mais aussi, dans l'intervalle entre les tronçons de la Cordillère, quelques petites îles aplaties, à bords très escarpés, comme l'île de Mona, entre Haïti et Porto-Rico[1]. Ce sont eux aussi qui constituent toute la zone extérieure des îles basses, c'est-à-dire une partie de la Barbade, la Barbude, Sombrero, et les terres de faible relief qui s'étendent au loin vers la Floride[2].

La disposition des volcans sur le bord interne de la Cordillère correspond tout à fait à celle des volcans des Apennins et des Carpathes; il y a eu effondrement du côté intérieur de l'arc. Le pourtour de la mer des Antilles, avec sa structure semblable à celle de la Méditerranée occidentale, est par là même en complète opposition avec la structure du continent sud-américain. On peut même dire que la mer des Antilles, par la forme de sa ceinture, est, par rapport au golfe du Mexique, dans une situation à peu près analogue à celle de la partie occidentale de la Méditerranée relativement à la partie sud-orientale de cette mer. La mer des Antilles est entourée au nord et à l'est par le rebord intérieur d'une chaîne de montagne effondrée, avec une série de volcans s'élevant à l'est, sur la ligne de fracture. Bien qu'une inflexion de cette chaîne, à partir de la Barbade, suivant la direction E.-W. de la Trinité et des montagnes du Vénézuela septentrional, ne soit pas démontrée[3], on voit cependant ces montagnes tourner leur versant interne effondré du côté de la mer. Il en est de même en Italie, dans le Nord-Ouest de l'Afrique et sur la côte méridionale de l'Espagne. Le golfe du Mexique, au contraire, est extérieur à la Cordillère des Antilles, il s'est effondré dans l'avant-pays (*Vorland*). Ses contours n'ont pas été influencés d'une façon visible par la direction

1. D. Ind. Nuñez Zuloaga, *Memoria descriptiva de la Isla de la Mona* (Bol. Soc. Geogr. Madrid, VII, 1879, p. 226-238, carte); et Teljada, *Reconocimiento de la Isla de la Mona* (Ibid., 1880, p. 81-93).

2. Voir ci-dessus, fig. 62, p. 367.

[3. H. von Eggers a récemment signalé des schistes et des roches éruptives anciennes dans la partie sud-ouest de l'île Tabago (Deutsche Geogr. Blätter, 1893, p. 1-20).]

des plissements montagneux, sauf peut-être à l'ouest, par suite du rapprochement des chaînons mexicains sur la côte de Vera-Cruz. De même, la partie sud-orientale de la Méditerranée s'est affaissée dans le plateau désertique, sans que la forme de ses rivages ait été déterminée à l'avance par des chaînes de montagnes. Dans la partie nord de la Méditerranée orientale, une autre particularité se présente : l'arc taurique s'est effondré, et on trouve là justement, par une coïncidence singulière, deux grandes îles, la Crète et Chypre, qui rappellent tout à fait les tronçons de la Cordillère des Antilles. Ces deux îles représentent également, en effet, des fragments d'arcs montagneux; c'est ce qui ressort de leurs contours, avec une égale netteté que pour Cuba et Haïti; et, de plus, elles se composent essentiellement des mêmes roches que les Grandes Antilles, c'est-à-dire de serpentine avec fer chromé, de Flysch et de calcaire crétacé, avec un soubassement granitique.

De même que le pourtour de la Méditerranée occidentale, en Calabre, au cap de Gata, et en d'autres points, est souvent visité par des tremblements de terre, de même la ceinture de la mer des Antilles est souvent atteinte par des secousses séismiques. Caracas et Cumana, sur la côte septentrionale du Vénézuela, la Guadeloupe, dans la rangée des îles volcaniques, Port-Royal, à la Jamaïque, ont acquis sous ce rapport une triste célébrité. De nombreux écrits ont été consacrés à ces phénomènes, mais, jusqu'à présent du moins, on n'aperçoit aucun lien qui les rapproche les uns des autres. Salterain a montré qu'il existe à Cuba deux régions séismiques distinctes[1]. La première, qui a été signalée depuis plusieurs siècles par de violentes secousses, se trouve dans les environs de Santiago de Cuba, et occupe toute la partie orientale de l'île. La seconde a été mise en évidence lors des tremblements de terre de la Cordillère de Vuelta-Abajo, qui commencèrent dans la nuit du 22 au 23 janvier 1880, et durèrent jusqu'au mois de mai de la même année. Les secousses se propagèrent dans la partie occidentale de l'île, qui est très étroite, en affectant la direction S.W.-N.E., ou W.S.W.-E.N.E., sur une étendue assez nettement circonscrite,

1. P. Salterain, *Ligera Reseña de los Temblores di Tierra ocurridos en la Isla de Cuba* (Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., X, 1883, p. 371-385). Ce sont les tremblements de terre de la partie orientale de Cuba qui ont amené Poey à faire ses remarques sur la concordance des tremblements de terre et des cyclones, remarques dont j'ai signalé plus haut l'importance, en parlant du Déluge (A. Poey, *Sur la force ascensionnelle qu'exercent les ouragans à la surface du sol, comme pouvant donner lieu à la production de tremblements de terre;* dans le *Supplément au tableau chronologique des tremblements de terre ressentis à l'île de Cuba,* Nouv. Ann. des Voyages, in-8°, Paris, 1855, p. 10-21).

et limitée par les méridiens de Las Mangas et de Santa Cruz de los Pinos. A la même époque, il se produisit loin de Cuba, dans le lac d'Ilopango, un nouveau cratère (voir ci-dessus, p. 119) sur le grand alignement volcanique qui, le long de l'Océan Pacifique, traverse le San Salvador. La relation de Rockstroh nous apprend qu'en ce point les secousses commencèrent dans les derniers jours de l'année 1879, et que le 20 janvier 1880, à 11 heures du soir, au milieu de détonations violentes, une grande colonne de vapeur s'éleva du lac; le lendemain matin, une île nouvelle commença à apparaître en son milieu; dans l'après-midi du 23 janvier, les mouvements augmentèrent, et, en février, le nouveau volcan s'éleva. La roche qui le constitue est une rhyolite. Les secousses durèrent encore longtemps après.

Salterain et Viñes ont conclu de la concordance des dates et des directions que l'éruption du lac d'Ilopango et le tremblement de terre transversal de Vuelta-Abajo ont eu une cause commune. La confirmation de cette vue dépendra des observations de l'avenir.

Sur les fractures transversales du grand alignement volcanique qui s'étend depuis le Costa Rica jusqu'au Guatémala, l'activité éruptive se déplace dans la direction de l'Océan Pacifique. Comme on l'a vu dans un précédent chapitre (p. 114), ce mouvement est assez rapide, et depuis un siècle plusieurs volcans nouveaux se sont déjà formés.

CHAPITRE XI

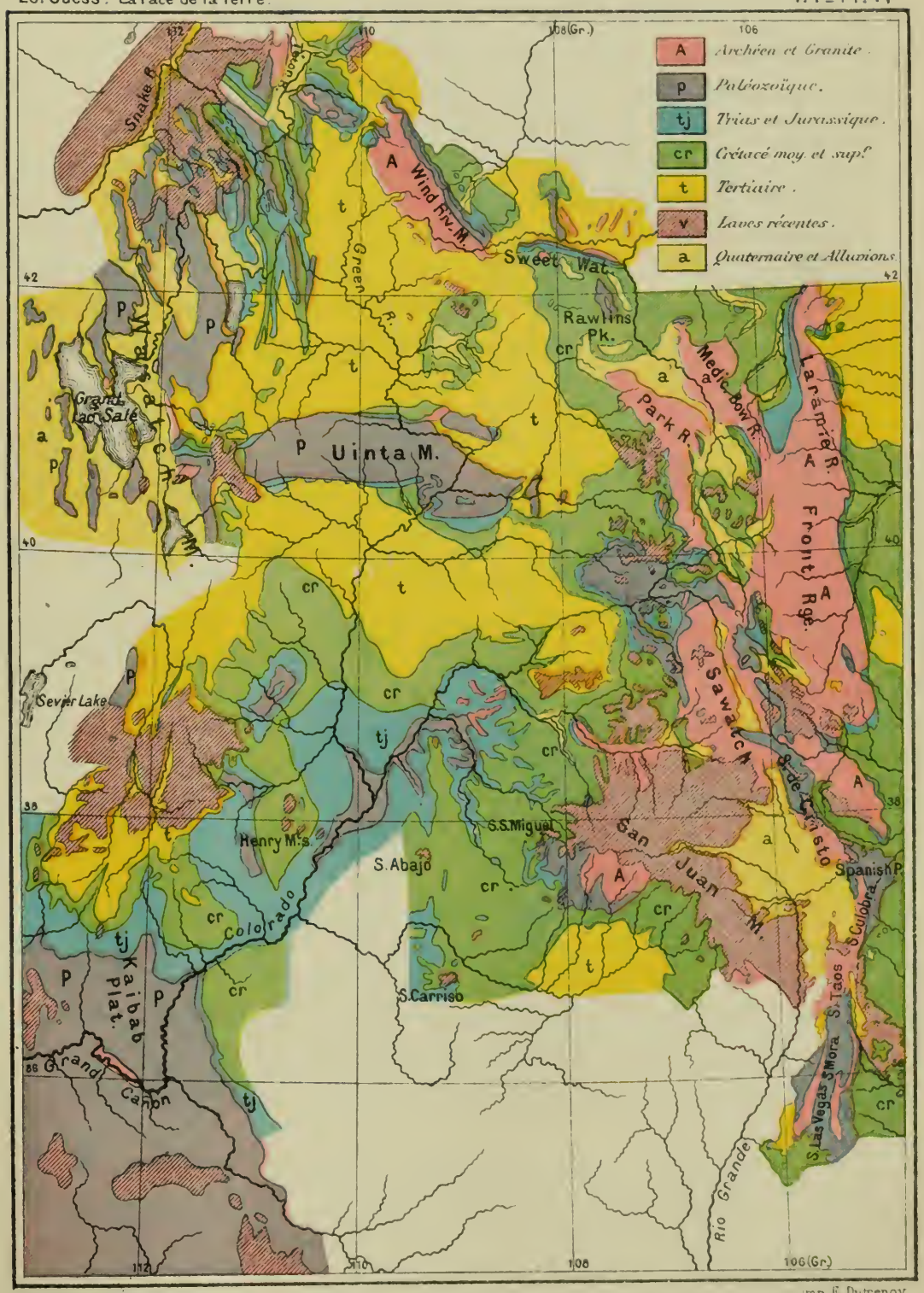
L'AMÉRIQUE DU NORD[1]

Les plissements de l'Est. — Prairies et Black Hills. — Division des chaînes de l'Ouest. — Montagnes Rocheuses. — Monts Uinta. — Monts Wasatch et chaînons du Snake River. — Plateaux du Colorado; Hauts Plateaux de l'Utah et Grand Cañon du Colorado. — Basin Ranges. — Sierra Nevada. — Chaînes côtières et Basse-Californie. — Colombie britannique. — Résumé général.

Les plissements de l'Est. — L'Est du continent nord-américain porte, de l'embouchure du Saint-Laurent jusqu'à l'Alabama et à la Géorgie, la trace de grands plissements qui ont, à plusieurs reprises, mais surtout pendant l'ère paléozoïque, affecté cette importante partie de la surface terrestre. Abstraction faite d'un certain nombre de déviations, sur lesquelles j'aurai à revenir, ces plis sont dirigés d'une manière générale du N.E. au S.W., et la force tangentielle paraît toujours avoir agi de l'Océan Atlantique vers l'intérieur du continent actuel. De grandes failles sont venues ensuite; des cassures longitudinales, notamment, qui épousent la direction des plis, atteignent une longueur extraordinaire et pré-

[1. Traduit par Emm. de Margerie.]

2. La petite carte, pl. IV, n'a d'autre but que d'indiquer la situation respective des parties principales des Montagnes Rocheuses et de faire connaître la distribution des terrains sédimentaires dans la région des plateaux du Colorado. A cause de l'exiguïté de l'échelle, il n'a pas été possible de figurer avec exactitude les monts Wasatch et les étroits chaînons plissés qui s'étendent au nord du Bear Lake, non plus que les flexures bordières. Les couches de Laramie ont été rattachées au terrain crétacé. On n'a pas colorié la partie située aux environs du lac d'Utah. La partie septentrionale, jusqu'à 42°15', a été figurée d'après la carte de Peale, St. John et Endlich, publiée par Hayden; la bande suivante, jusqu'à la limite nord du Colorado [État] et la partie ouest des monts Uinta jusqu'au Grand Lac Salé, d'après les cartes de Clarence King; la partie est des monts Uinta, d'après Powell; le Colorado [État], d'après la carte de Hayden; les Hauts Plateaux de l'Utah et la région autour du Grand Cañon, d'après Dutton; le Nouveau-Mexique, d'après Stevenson.



A. Colin & Cie. imp. E. Dutrenoy

VIRGATION DES MONTAGNES ROCHEUSES.

sentent des rejets très considérables. En Pennsylvanie, où ces accidents ont été étudiés avec beaucoup de soin, à cause de leur importance au point de vue de l'exploitation des couches de houille, la dénivellation est évaluée dans certains cas par les géologues du service local à 20 000 pieds [6 000 m. environ] ou même davantage. Toutefois, ces affaissements ne modifient pas, dans l'ensemble, le tableau si fidèle que Henry D. Rogers traçait, il y a longtemps déjà, de la vaste région plissée qui occupe la Pennsylvanie, la Virginie et certaines parties du Tennessee et des États voisins, en y reconnaissant une portion de l'écorce terrestre poussée en masse dans une seule direction et en la comparant au Jura d'Europe. Et vraiment, chaque fois que l'on relit les travaux de cet éminent observateur, on reste étonné de voir qu'il ait

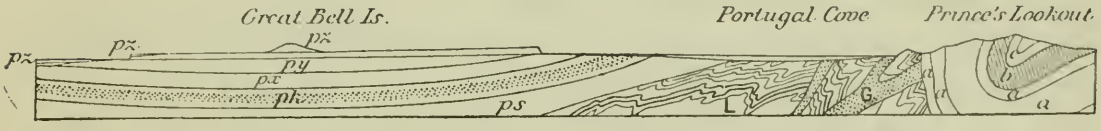


Fig. 102. — Coupe de St. John's a Conception Bay (Terre-Neuve), d'après A. Murray et Walcott (12th *Ann. Rept. U. S. Geol. Survey*, p. 547, fig. 74).

L = Laurentien; G = Granite; *abc* = Algonkien; *v* = Cambrien; *ps* = Grès et Schistes à *Paradoxides*; *pk* = Grès et Schistes de l'Ile Kelleg; *px* = Schistes noirs et Grès micacés à *Cruziana* *py* = Grès et Schistes à *Cruziana* et *Lingulella*; *pz* = Grès blanc quartzeux à *Lingulella*.

pu parvenir, dès cette époque, à une conception aussi juste de la structure de pareils territoires montagneux[1].

Il existe un grand nombre de voûtes et de bassins parallèles d'une grande longueur. Les roches pétrosiliceuses qui, sur la côte orientale de la Nouvelle-Écosse, forment le long de l'Atlantique le noyau des anticlinaux, sont archéennes, comme le montre la superposition de couches renfermant la faune primordiale. Dans l'île Scatari, qui représente le promontoire extrême de l'île du Cap-Breton vers l'océan, leur direction est, d'après Fletcher, S. 82—88° E.; près de Rochford, sur la côte sud-est de l'île du Cap-Breton, on trouve N. 74° E., et, plus au sud, près du Cap

1. H. D. Rogers, Report British Assoc., Cheltenham, 1856, et *The Geology of Pennsylvania*, in-4°, 1858, en particulier : *On the Laws of Structure of the more Disturbed Zones of the Earth's Crust*; et *Classification of the several Types of Orographic Structure visible in the Appalachians and other Undulated Mountain-Chains* (Ibid., vol. II, part 2, p. 885-941). On a même essayé depuis, en s'appuyant sur des observations plus nombreuses et plus précises, d'exprimer en chiffres la valeur de la contraction latérale ; mais ces tentatives se heurtent naturellement à de graves difficultés et les résultats numériques sont des plus incertains. D'après Claypole (Nature, 1884, p. 531), le rapport de la largeur actuelle aux dimensions primitives est comme 65 est à 100.

Gabarus, N. 46° E., comme si la direction générale des plis vers le S.S.W. ou le S.W. tendait, en approchant de cette partie de l'océan, à s'infléchir davantage vers l'E. Or déjà, dans ce tronçon lointain du grand système de plis, des sédiments carbonifères reposent en discordance sur la tête des plis archéens, ce qui prouve combien la date à laquelle remonte ces mouvements est ancienne[1].

Immédiatement au nord-ouest de Scatari, sur la côte nord, d'autres anticlinaux atteignent la mer avec la direction N.E., direction dont le rôle est d'ailleurs fort important dans le dessin général des contours de la Nouvelle-Écosse et de l'île du Cap-Breton.

Les plissements se poursuivent alors sur toute la largeur du Nouveau-Brunswick jusqu'à la rive orientale du bas Saint-Laurent, dont le cours est déterminé par leur allure; mais, dans l'île d'Anticosti, on n'en observe plus de traces, et la stratification, le long des falaises, paraît tranquille sur de grandes distances; le détroit de Belle-Ile, qui sépare Terre-Neuve du continent, est bordé des deux côtés par des couches horizontales. Comme on le verra bientôt, l'île du Prince-Édouard représente un paquet de roches beaucoup plus récentes, et le détroit de Canso, entre l'île du Cap-Breton et la Nouvelle-Écosse, est un simple sillon transversal, venant couper à angle droit des terrains plissés, comme le Matochtkine-Char dans la Novaïa Zemlia[2].

Dans ces dernières années, le tracé des anticlinaux et des synclinaux, à travers le Nouveau-Brunswick et jusqu'à la Gaspésie, a été reconnu en grande partie, par la Commission géologique du Canada; je dois me borner à dire que ces plis se dirigent vers le S.W. ou le S.S.W. et qu'ils se prolongent dans le Maine. La région située au sud de Québec a été particulièrement difficile à

1. H. Fletcher, *Report on the Explorations of Cape Breton, Nova Scotia* (Geol. Survey of Canada, Report for 1875-76, F, 1876-77, p. 454-513; 1877-78, F, p. 9 et suiv., avec cartes); le même, *Report on Part of the Counties of Richmond, Inverness, Guysborough and Antigonish, Nova Scotia* (Ibid., 1879-80, F). Pour une carte d'ensemble, voir Dawson, *Acadian Geology*, in-8°, London, 1868. [Voir aussi *Map of the Dominion of Canada, geologically colored from Surveys made by the Geological Corps*, 1842 *to* 1882, 2 feuilles, 1885 (feuille orientale); C. R. Van Hise, *Correlation Papers-Archean and Algonkian* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 86, 1892, p. 223-256, cartes); H. Fletcher, *Report on the Geology of Northern Cape Breton* (Geol. Survey of Canada, Rep. Progr., 1882-83-84, H, 1885); suite (Nouvelle-Écosse), dans le Rep. de 1886, vol. II (P); 1890-91, V, part. 2 (P); carte géologique de l'île du Cap-Breton et d'une partie de la Nouvelle-Écosse, 1 : 63.360, 38 feuilles, 1886-1895.]

2. J. Richardson, *Report; Map showing the Distribution of the lower Silurian Rocks between Chaudière and Trois-Pistoles* (Geol. Survey of Canada, Report for 1866-69, p. 133-157); W. E. Logan, *Geology of Canada*, in-8°, 1863, p. 2, 287, 864 et ailleurs; pour Anticosti, voir J. Richardson, Report for 1853-56, p. 191-245 et ailleurs.

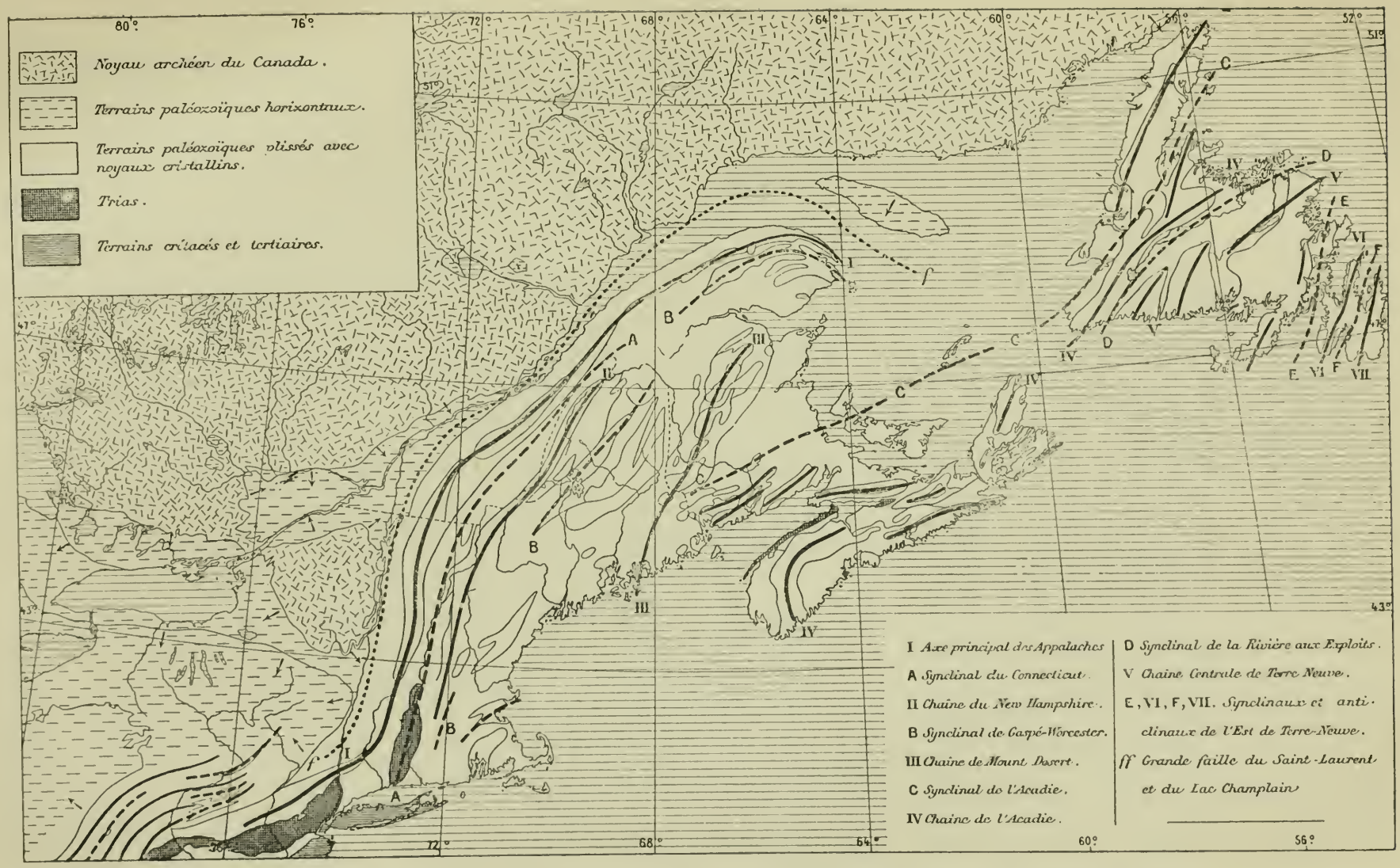


Fig. 103. — Carte schématique du Nord-Est de l'Amérique, d'après Dana, Hitchcock et les documents du *Geological Survey of Canada*. — Échelle de 1 : 12.000.000.

débrouiller; mais les travaux de Selwyn sur le territoire canadien et ceux de Wing et de Dana dans le Vermont et jusqu'aux environs de New York ont montré que, sur toute cette longueur, les traits principaux de la structure du pays s'orientent presque exactement du N. au S.[1].

Tandis que ces lignes structurales méridiennes, qui semblent correspondre en partie à des plis et en partie à des failles longitudinales, se poursuivent à l'est du lac Champlain et de la vallée de l'Hudson, une série de plis, à partir des monts Catskill, au nord-nord-ouest de New York, prennent la direction du S.S.W.; au nord-ouest de Philadelphie, près de Pottsville et de Harrisburg, on voit ces plis, de plus en plus accusés et accompagnés cette fois de dépôts carbonifères très riches, décrire une grande S, en prenant d'abord sur une certaine longueur une direction presque exactement E.-W., puis de nouveau la direction S.W., qui est celle des

1. Pour le Nouveau-Brunswick, je ne mentionnerai que R. W. Ells, *Report on the Geology of Northern and Eastern New Brunswick and the North Side of the Bay of Chaleurs* (Geol. Survey of Canada. Report for 1880-82, D, carte) et *Report on the Geology of Gaspé Peninsula* (Ibid., DD). [Voir aussi les Rapports pour 1882-84 (E) et 1885 (E), sur le Sud du Nouveau-Brunswick, Rapports de L. W. Bailey et W. Mc Innes : 1882-84 (G), 1885 (G), 1886 (N), 1887 (M), 1890-91 (M); carte géologique du Nouveau-Brunswick et d'une partie des provinces voisines, 1 : 253.440. 22 feuilles parues, 1880-1895.] — Pour la bande comprise entre Québec et New York, voir A. R. C. Selwyn, *The Quebec Group in Geology* (Proc. and. Trans. Roy. Soc. of Canada, I, Montreal, 1883, sect. IV. 1882, p. 1-13). [et *Notes on the Geology of the South-Eastern Portion of the Province of Quebec* (Geol. Survey of Canada, Rep. Progr. 1880-81-82, A; R. W. Ells, *Report on the Geology of a Portion of the Eastern Townships* (Ibid., N. S., vol. II, 1886, J); *Second Report on the Geology of a Portion of the Province of Quebec* (Ibid., III, 1887, K); *Report on a portion of the Province of Quebec, Southwest Sheet, Eastern Townships* (Ibid., VII, 1896, J); *Eastern Townships Map, Quebec*, 1 : 253. 440., quarts N.E., S.E. et S.W., 1888-1895; *The Stratigraphy of the Quebec Group* (Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 453-468, carte); C. D. Walcott, *A Review of Dr. R. W. Ells 's Second Report on the Geology of a Portion of the Province of Quebec* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXXIX, 1890, p. 101-115).] J. D. Dana, *An Account of the Discoveries in Vermont Geology of the Rev. Aug. Wing* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XIII, 1877, p. 332-347, 405-419; XIV, p. 36); voir aussi Dana, *On the Relations of the Geology of Vermont to that of Berkshire* (Ibid., XIV, 1877, p. 37-48, 132-140, 202-207, 257-264. [Nombreuses autres notes du même auteur (Ibid., 1879-1885), en particulier, *On Taconic Rocks and Stratigraphy, with a Geological Map of the Taconic Region* (XXIX, 1885, p. 205-222, 437-443; XXXVIII, 1887, p. 270-276, 393-412); J. D. Dana, *Geological Age of the Taconic System* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXVIII, 1882, p. 397-407, carte); C. D. Walcott, *The Taconic System of Emmons, and the use of the name Taconic in Geologic Nomenclature* (Amer. Journ. Sc. 3d ser., XXXV, 1888, p. 229-242, 307-327 et 394-401, carte); voir aussi C. H. Hitchcock, *Geological Sections across New Hampshire and Vermont* (Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., I, n° 5, p. 155-179, 3 pl., 1 carte, 1884); R. Pumpelly, J. E. Wolff and T. Nelson Dale, *Geology of the Green Mountains in Massachusetts* (U. S. Geol. Survey, Monograph XXII, in-4°, 1894, carte et coupes); J. D. Dana, *Manual of Geology*, 4th ed., New York, 1895, p. 526-533. Dana a résumé ses idées sur la structure de la partie nord-est de l'Amérique dans : *Archaean Axes of Eastern North America* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXXIX, 1890, p. 378-383); les bandes alternativement synclinales et anticlinales qu'il a cru pouvoir suivre entre New York et Terre-Neuve sont indiquées sur la carte ci-jointe (fig. 103).]

monts Alleghanies, se prolongeant jusqu'à la Géorgie et l'Alabama. Cette inflexion progressive se produit en Pennsylvanie, dans la région que traversent les principaux affluents du Susquehanna; c'est là que H. D. Rogers poursuivit ses recherches sur la formation des chaînes de montagnes par plissement unilatéral. Les nouveaux levés, exécutés sous la direction de Lesley, ont fourni un véritable trésor de renseignements sur les particularités de forme et le tracé des plis, sur les surfaces de glissement qui naissent au sein des plis renversés, sur les failles longitudinales, en un mot sur tous les détails de la structure du pays [1]. Au sud-est, c'est-à-dire du côté interne de la zone plissée, la houille est transformée en anthracite; dans les plis extérieurs, de même que dans la région tranquille qui s'étend plus à l'ouest, elle est grasse. On sait que le même phénomène est réalisé en Belgique [2].

Sans m'arrêter à décrire le prolongement de ces plis à travers

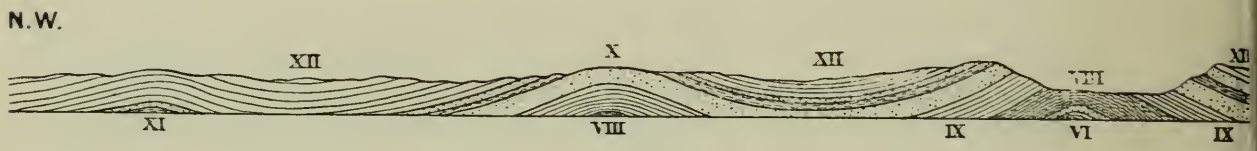


Fig. 104. — Coupe schématique des Appalaches e

Gn = Gneiss; I = Grès de Potsdam; II = Calcaire de Trenton; III = Schistes de la Rivière Hudson et Ardoise VII = Grès d'Oriskany; VIII = Couches supérieures d'Helderberg, de Marcellus, Hamilton, Genesee et Chemung; Pottsville et Terrain houiller.

la Virginie, je dois, en m'appuyant sur les observations d'Elliott, dire quelques mots de la façon dont ils se terminent au sud, bien que là, précisément, maint problème attende encore sa solution définitive [3].

La Blue Range se dirige vers le S.W. sous la forme d'une importante chaîne de hauteurs; elle atteint 6700 pieds [2040 m. envi-

[1. J. P. Lesley, *A Geological Hand-Atlas of the Sixty-Seven Counties of Pennsylvania, embodying the Results of the Field Work of the Survey, from* 1874 *to* 1884, in-8°, Harrisburg, 1885 (2d Geol. Survey of Pennsylvania, Report of Progress, X); *A Summary Description of the Geology of Pennsylvania*, vol. I-III, in-8°, 1892-1895 (Idem, Final Report); *Geological Map of Pennsylvania*, 1 : 380.000. 4 feuilles, 1893 (dans l'*Atlas* qui accompagne le rapport précédent). La plupart des planches jointes aux nombreux volumes publiés par la Commission géologique de Pennsylvanie ont été réunies, sous le titre de *Grand Atlas* en 5 portefeuilles in-folio, Harrisburg, 1884 et 1885; pour un choix de coupes, empruntées à la même série, voir B. Smith Lyman, *Folds and Faults in Pennsylvania Anthracite Beds* (Trans. Amer. Inst. Mining Engineers, XXV, 1896, p. 327 : 43 p. contenant 177 fig.).]

[2. D'après J. J. Stevenson, cette transformation n'aurait rien à voir avec les mouvements orogéniques, mais serait due à la plus grande épaisseur originelle du terrain houiller dans la région anthracifère (*Origin of the Pennsylvania Anthracite*, Bull. Geol. Soc. of America, V, 1893, p. 39-70, carte).]

3. J. B. Elliott, *The Age of the Southern Appalachians* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXV, 1883, p. 282-298).

ron] au Black Dome, dans l'ouest de la Caroline du Nord, dépasse encore 4 000 pieds [1220 m.] à la limite nord-ouest de la Caroline du Sud (Cæsar's Head), et disparaît entre Jasper et Cartersville, au nord-ouest d'Atlanta, en Géorgie. Une deuxième chaîne, les Smoky Mountains, court à l'ouest presque parallèlement à la Blue Range, mais s'infléchit vers le S. en atteignant la frontière septentrionale de la Géorgie; elle forme encore, dans les limites de cet État, un certain nombre de sommets importants, comme le pic appelé Sharp Mountain, et ses derniers redressements s'élèvent entre Cartersville et Alatoona. Dans cette région, les contreforts des deux chaînes viennent se réunir; tandis que, dans le nord de la Géorgie, elles sont séparées par un territoire élevé, en forme de coin, qu'elles isolent complètement. Ces chaînes sont constituées par des gneiss et des couches primordiales et siluriennes inférieures; la dépression intermédiaire présente la structure d'un

Pennsylvanie, d'après W. B. et H. D. Rogers (1842).

d'Utica; IV = Grès de Medina et d'Oneida; V = Schistes rouges de Clinton; VI = Calcaire inférieur d'Helderberg
X = Grès rouge de Catskill; X = Grès de Pocono; XI = Schistes rouges de Mauch Chunk; XII = Conglomérat de

large synclinal; la bordure orientale, c'est-à-dire la Blue Range, est monoclinale : les couches y pendent vers l'ouest, tandis qu'à l'est vient un escarpement qui semble avoir été produit par une faille, car on trouve au pied des couches siluriennes inférieures, comme si la région située plus à l'est s'était affaissée d'une quantité notable. Dans les Smoky Mountains, qui limitent la cuvette à l'ouest, les couches plongent de même vers l'intérieur de celle-ci; mais plus à l'ouest viennent de nombreux autres plis, qui affectent des termes plus récents de la série paléozoïque et se prolongent ensuite jusque dans l'Alabama, où ils viennent disparaître sous la grande transgression du Crétacé [1]. —

[1. La partie méridionale du système des Appalaches a été l'objet, dans ces dernières années, d'études très actives; voir notamment J. J. Stevenson, *The Faults of Southwest Virginia* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXXIII, 1887, p. 262-270; résumé, Annuaire géol. univ., V, 1888, p. 888-890); Bailey Willis, *The Mechanics of Appalachian Structure* (13th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1891-92, part 2, p. 211-281, 51 pl., 1893); C. Willard Hayes, *The Overthrust Faults of the Southern Appalachians* (Bull. Geol. Soc of America, II, 1891, p. 141-154, pl. II-III; résumé, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XIX, 1891, p. 426-429); le même, *Report on the Geology of North-Eastern Alabama and adjacent Portions of Georgia and Tennessee* (Geol. Survey of Alabama, Bulletin n° 4, 1892, carte); et *Geology of a*

Dans toute cette région de plissement de l'Amérique orientale, et particulièrement dans le nord, les discordances multiples que l'on observe au sein de la série paléozoïque montrent que la structure actuelle est le résultat de phénomènes ayant commencé dès l'époque silurienne et ayant duré très longtemps, ou s'étant répétés à plusieurs reprises[1]. Sur cet ensemble de terrains plissés reposent de longues bandes ou des paquets d'un grès rouge ou gris d'âge mésozoïque, rapporté généralement au Trias à cause des débris de végétaux qu'il renferme. Cette formation est associée,

Portion of the Coosa Valley in Georgia and Alabama (Bull. Geol. Soc. of America, V, 1894, p. 465-480, carte); A. Keith, *Geology of the Catoctin Belt* (14th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1892-93, p. 285-395, carte et coupes, 1894); *Geologic Atlas of the United States*, folios n° 2 (*Ringgold*), 4 (*Kingston*), 6 (*Chattanooga*), 8 (*Sewanee*), 10 (*Harpers Ferry*), 12 (*Estillville*), 14 (*Staunton*), 16 (*Knoxville*), 19 (*Stevenson*), 20 (*Cleveland*), 21 (*Pikeville*), 22 (*Mc Minnville*), 25 (*Loudon*), 26 (*Pocahontas*), 27 (*Morristown*), 28 (*Piedmont*), etc. Washington, 1894-1896 (avec notices et planches de coupes). Ces travaux ont mis en évidence le rôle prépondérant des failles-inverses dans cette région qui, ainsi que Safford l'avait reconnu dès 1850 (*Geology of Tennessee*), présente une structure imbriquée tout à fait typique. Quelques-uns de ces grands accidents s'exagèrent au point de passer à des recouvrements dont l'amplitude horizontale peut devenir très considérable, comme auprès de Rome (Géorgie), où le Cambrien, d'après Hayes, surplombe le Carbonifère sur une largeur de 8 kilom. au moins, et où le plissement simultané des couches en contact anormal détermine la formation de dômes et d'îlots qui rappellent les exemples signalés en Provence par M. Bertrand.

D'autre part, les études de WJ Mc Gee, Bailey Willis, W. M. Davis (*The Geological Dates of Origin of certain Topographic Forms on the Atlantic Slope of the United States*, Bull. Geol. Soc. of America, II, 1891, p. 541-586) et G. W. Hayes and M. R. Campbell (*Geomorphology of the Southern Appalachians*, National Geogr. Magazine, VI, 1894. p. 63-126, pl. IV-VI) ont montré que les Appalaches ont dû être presque complètement aplanies après les grands mouvements qui ont marqué la fin de l'ère paléozoïque; c'est à l'érosion seule, agissant plus tard sur cette ancienne plaine surélevée, qu'on doit la production des reliefs actuels.

Enfin, une constatation dont l'importance est capitale a été faite depuis la publication de l'*Antlitz der Erde* : c'est que le prolongement des Appalaches, déviées vers l'ouest, se retrouve au delà du Mississipi, à travers l'Arkansas, le Territoire Indien et l'Oklahoma, jusqu'aux environs du 100° méridien (Gr.); L. O. Griswold, *The Novaculites of Arkansas* (Ann. Rep. Geol. Survey of Ark. for 1890, vol. III, Little Rock, 1892, surtout p. 204-214 et les cartes); A. Winslow, *The Geotectonic and Physiographic Geology of Western Arkansas* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1891, p. 225-242, carte); R. T. Hill, *Notes on a Reconnaissance of the Ouachita Mountain System in Indian Territory* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XLII, 1891, p. 111-124, carte). L'âge des terrains, la structure générale, les caractères extérieurs de la topographie et la date des mouvements de plissement sont les mêmes dans cette chaîne que dans les Appalaches; il y avait là une barrière qui a longtemps servi de rivage aux mers mésozoïques, dont les dépôts s'accumulaient sur l'emplacement du Texas (R. T. Hill, *The Neozoic Geology of Southwestern Arkansas*, Ann. Rep. Geol. Survey of Ark. for 1888, vol. II, Little Rock, 1889, carte). Plus au sud, les affleurements archéens du Texas central représenteraient également la continuation de la zone cristalline qui borde à l'est les Appalaches (L. S. Griswold, *Origin of the Lower Mississippi*, Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXVI, 1895, p. 474-479, carte).]

[1. C'est ce qu'ont démontré, dans le sud, les observations de M. R. Campbell (*Paleozoic Overlaps in Montgomery and Pulaski Counties, Virginia*, Bull. Geol. Soc. of America, IV, 1894, p. 171-190 carte) et de C. W. Hayes (*Geology of the Coosa Valley in Georgia and Alabama*, Ibid., V, 1894, p. 465-481, carte).]

sur la plus grande partie de son étendue, à des nappes et à des filons de roches éruptives. On l'observe dans l'île du Prince-Édouard, sur les bords de la baie de Fundy et dans la vallée du Connecticut, où elle s'étend à travers le Massachusetts presque jusqu'à la mer; elle forme en outre une bande très allongée depuis la basse vallée de l'Hudson jusqu'à la Caroline du Nord, à travers le New Jersey, la Pennsylvanie, le Maryland et la Virginie, et on la retrouve encore, à l'état de lambèaux isolés, dans quelques autres localités. Les couches présentent sur de longs espaces une inclinaison uniforme, sans cependant paraître plissées nulle part[1].

Vers l'ouest, la zone plissée de l'Amérique du Nord orientale n'est pas séparée par une bordure renversée d'un *Vorland* de constitution différente : cet avant-pays est au contraire formé de terrains identiques; l'intensité du plissement décroît progressivement vers l'ouest, et Rogers pensait même, il y a de longues années, que les traces extrêmes du phénomène pourraient se suivre jusqu'aux Montagnes Rocheuses. En avant des plis des Alleghanies s'élève, parallèlement à leur direction, du lac Érié jusqu'à une grande distance vers le sud-ouest, un anticlinal indépendant, le « Cincinnati Uplift », comparable, dans tous ses traits essentiels, aux *Parmas* de l'Oural; il se prolonge jusque dans le Tennessee, et, d'après Safford, le Dévonien y repose directement sur le Silurien inférieur[2]. Plus à l'ouest, le plissement cesse d'une manière complète; dans le Michigan, on n'observe plus qu'une faible inclinaison des couches vers le centre de la cuvette qui occupe le territoire compris entre le lac de ce nom et le lac Huron, et les bassins houillers de l'Illinois

1. W. M. Davis, *The structural Value of the Trap Ridges of the Connecticut Valley* (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXII, 1882, p. 116-124). [Voir aussi, du même auteur, *On the Relations of the Triassic Traps and Sandstones of the Eastern United States* (Bull, Museum Comp. Zool., VII, p. 249-309, pl. IX-XI, 1883); *The Structure of the Triassic Formation of the Connecticut Valley* (7th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey for 1885-86. p. 455-490, carte, 1888), et beaucoup d'autres publications; N. H. Darton, *The Relations of the Traps of the Newark System in the New Jersey Region* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 67, carte, 1890). Tous les documents relatifs aux grès dits triasiques de la partie orientale de l'Amérique du Nord, aux roches éruptives qui leur sont associées et aux failles qui les découpent, ont été résumés et discutés par I. C. Russell : *Correlation Papers-the Newark System* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 85, cartes, 1892) ; voir aussi B. Smith Lyman, *Report on the New Red of Bucks and Montgomery Counties* (Geol. Survey of Pennsylvania, Summary Final Report, vol. III, part 2, 1895, p. 2589-2638, cartes); J. D. Dana, *Manual of Geology*, 4th ed., 1895, p. 798-808.]

[2. Voir les cartes définissant l'allure des couches au moyen de courbes de niveau dans Ed. Orton, *Report of the Geological Survey of Ohio*, vol. VI, *Economic Geology*, Columbus, 1888, p. 48; et *The Trenton Limestone as a source of Petroleum and Inflammable Gas in Ohio and Indiana* (8th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1886-87, part 2, pl. LV, 1889); A. J. Phinney, *The Natural Gas Field of Indiana* (11th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1889-90, part 1, pl. LXIV et p. 643-633, 1891).]

et du Missouri présentent une allure tranquille[1]; dans le Kansas, ces dépôts carbonifères s'enfoncent avec une très faible inclinaison sous des couches permiennes d'origine marine.

Prairies et Black Hills. — Une région infertile extrêmement vaste, sans reliefs notables et sans chaînes de hauteurs continues, sans réseau fluvial régularisé, s'étend, couverte de lacs aux contours irréguliers, au nord-ouest, au nord et au nord-est du lac Supérieur; elle entoure la baie d'Hudson et se prolonge dans l'archipel arctique. Elle porte l'empreinte d'une abrasion profonde et est formée de roches archéennes, surmontées çà et là par quelques lambeaux horizontaux de couches paléozoïques. Bell en a traversé toute l'étendue dans plusieurs sens, et les descriptions qu'il en a données font songer à la plate-forme archéenne de la Laponie[2].

Vers l'ouest, ce formidable massif de terrains anciens est recouvert en transgression par le terrain crétacé; ce terrain

[1. Sur les accidents et les ondulations des couches paléozoïques dans la vallée du Mississipi, voir W J Mc Gee, *The Pleistocene History of Northeastern Iowa* (11th Ann Rep. U. S. Geol. Survey, 1889-90, part 1, p. 336-347, 1891); les principales failles ou flexures, au nombre d'une vingtaine, représentées entre le Wisconsin et l'Arkansas (voir la carte, pl. XXVIII), s'orientent N.W.-S.E., c'est-à-dire perpendiculairement à la direction générale des Appalaches.]

2. Rob. Bell, *Report on Hudson Bay* (Geol. Survey of Canada, Report 1877-78, C et 1879-80, C); *Report on the Geology of the Basin of Moose River; Report on the Geology of the Lake of the Woods* (Ibid., 1880-82, C et CC, avec cartes); et dans d'autres publications. [Voir aussi, du même auteur, *Observations on Labrador Coast, Hudson Strait and Bay* (Ibid., Rep. of Progr., 1882-83-84, DD, 1885); *Observations on the Geology, Zoology and Botany of Hudson's Strait and Bay* (Ibid., N. S., I, 1885, DD, 1886); *On an Exploration of Portions of the At-ta-wa-pish-kat and Albany Rivers* (Ibid., II, 1886, G, 1887); *Report on Sudbury Mining District* (Ibid., V, 1890-91, F, carte géol., 1893); *The Labrador Peninsula* (Scottish Geogr. Magazine, XI, 1895, p. 335-361, carte géol.); A. P. Low, *Preliminary Report on an Exploration of Country between Lake Winnipeg and Hudson Bay* (Ibid., II, 1886, F, 1887); *Report on Explorations in James' Bay and Country East of Hudson Bay* (*Id.*, III, 1887, J, 1888); A. C. Lawson, *On the Geology of the Lake of the Woods Region, with special reference to the Keewatin Belt of the Archaean Rocks* (Ibid., I, 1885, CC, carte géol., 1886); *Report on the Geology of the Rainy Lake Region* (Ibid., III, 1887, F, carte géol., 1888); *The Archaean Geology of the Region North-West of Lake Superior* (Congrès géol. international, Compte rendu, 4e session, Londres, 1888, p. 130-152, 1891); W. H. C. Smith, *On the Geology of Hunter Island* (Ann. Rep. Geol. Survey of Canada, V, 1880-91, G, carte géol., 1893); A. R. C. Selwyn and G. M. Dawson, *Descriptive Sketch of the Physical Geography and Geology of the Dominion of Canada*, in-8°, Montreal, 1884, p. 7-10 et 19-26; *Map of the Dominion of Canada geologically colored*, 2 feuilles, 1885; G. M. Dawson, *Notes to accompany a Geological Map of the Northern Portion of the Dominion of Canada, East of the Rocky Mountains* (Ann. Rep. Geol. Survey of Canada, II, 1886, R, carte, 1887). — Pour un résumé détaillé de tous les travaux publiés sur la région du lac Supérieur et le noyau archéen du Canada jusqu'en 1891, voir C. R. Van Hise, *Correlation Papers-Archean and Algonkian* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 86, p. 51-222, cartes, 1892), et le travail plus récent du même auteur, *Principles of North American Pre-Cambrian Geology* (16th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1894-95, part I, p. 780-808, carte, pl. CVIII, 1896).]

occupe les plaines qui s'étendent jusqu'au pied des Montagnes Rocheuses et à travers toute la partie centrale du continent, jusqu'au Texas, et même, plus loin encore, il atteint le Mexique[1]. Comme en tant d'autres contrées, cette transgression débute avec les termes moyens de la formation crétacée; les étages successifs de cette série des grandes plaines portent, de bas en haut, les noms suivants : Dakota, Fort-Benton, Niobrara, Fort-Pierre, Fox Hills et Laramie[2]. La division inférieure, ou couches du Dakota, contient des plantes terrestres, des lignites et des reptiles, mais on y trouve aussi des horizons marins; la plupart des auteurs l'assimilent au Cénomanien d'Europe. Les couches du Fort-Benton renferment aussi, en beaucoup de points, des lignites et des débris de reptiles. Celles du Niobrara, du Fort-Pierre et des Fox Hills sont exclusivement d'origine marine, ou tout au moins le régime marin y affecte une prépondérance marquée. L'étage de Laramie contient souvent des couches de houille et des restes de dinosauriens; mais on y trouve aussi une faune marine appauvrie, comprenant un petit nombre d'espèces qui indiquent en partie des influences saumâtres; il y entre aussi de vrais dépôts d'eau douce. D'éminents observateurs ont attribué cet étage à l'horizon le plus ancien de la série tertiaire; à cause des dinosauriens qu'il renferme, nous le considérons comme appartenant encore à la série crétacée.

C'est un fait digne de remarque que, *sur toute l'étendue du continent nord-américain*, à l'exception de quelques parties du littoral et de la basse vallée du Mississipi, *on n'a jamais rencontré la*

[1. Voir la petite carte « North America in the Cretaceous Period », dans J. D. Dana, *Manual of Geology*, 4th ed., in-8°, New York, 1895, p. 813.]

[2. Les géologues américains réunissent actuellement les étages du Fort-Benton et du Niobrara, de Meek et Hayden, sous le nom d'*étage du Colorado* (voir W. Stanton, *The Colorado Formation and its Invertebrate Fauna*, U. S. Geol. Survey, Bull. n° 106, 1893), et ceux du Fort-Pierre et des Fox Hills sous le nom d'*étage du Montana* (G. H. Eldridge, *Some Suggestions upon the Method of grouping the Formations of the Middle Cretaceous and the Employment of an additional Term in its Nomenclature*, Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXXVIII, 1889, p. 313-321). Au-dessus du Laramie, plusieurs auteurs ont distingué sous le nom de *couches de Denver* (W. Cross), ou *couches de Livingston* (W. H. Weed), un nouvel étage discordant, qui appartiendrait encore au terrain crétacé, comme l'indique la présence de dinosauriens cornus (*Triceratops*, Marsh); ces dépôts sont remarquables par le grand développement des produits d'origine volcanique interstratifiés dans leur masse; W. Cross, *The Denver Tertiary Formation* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXXVIII, 1889, p. 261-282); *Post-Laramie Deposits of Colorado* (Ibid., XLIV, 1892, p. 19-42); *The Post-Laramie Beds of Middle Park, Colo.* (Proc. Colorado Scientific Soc., 1892, p. 1-27); W. H. Weed, *The Laramie and the overlying Livingston Formation in Montana* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 105, carte géol., 1893). Voir aussi le *Geologic Atlas of the United States*, folios n° 1 (*Livingston*) et 9 (*Anthracite-Crested Butte*), 1894. — Pour la classification et la distribution des couches crétacées de l'Amérique du Nord en général, voir C. A. White, *Correlation Papers-Cretaceous* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 82, cartes, 1891).]

moindre trace d'un recouvrement par les mers tertiaires[1]. On trouve bien, au-dessus de l'étage de Laramie, une longue série de dépôts tertiaires, notamment à l'ouest des Montagnes Rocheuses, mais ce sont sans exception des dépôts d'eau douce. Non moins frappante est l'extraordinaire extension de la mer intérieure dans laquelle se sont accumulées les couches de Laramie; on les connaît en effet au nord, sur les bords du Saskatchwan, et on les retrouve au sud jusque bien au delà de Santa-Fé, dans le Nouveau-Mexique, sur le Rio Grande[2].

J. Richardson, Selwyn, J. W. Dawson, et G. M. Dawson nous renseignent sur la constitution des plaines crétacées dans le Nord.

On ne sait pas encore exactement comment la région crétacée est limitée du côté du nord. D'après G. M. Dawson, les Montagnes Rocheuses paraissent se diriger droit au nord, à partir des affluents supérieurs de la Rivière de la Paix, de sorte qu'elles viendraient rencontrer le coude du Mackenzie en aval du confluent de la Rivière aux Liards. D'autre part, on sait, grâce à des lambeaux dévoniens et peut-être aussi siluriens, que les terrains primaires, à partir du Clearwater et de l'Athabasca, remontent au N.W. jusqu'à l'extrémité occidentale du grand lac des Esclaves. Il semblerait donc que la bande crétacée soit fortement rétrécie ou même interrompue en ce point[3]. On ne saura probablement jamais, d'ailleurs, jusqu'où ces dépôts s'avançaient jadis par-dessus la région arasée de l'est et du nord-est.

Le lac Winnipeg est encore tout entier dans les terrains anciens, mais la Rivière Rouge, un peu en amont de son embouchure, paraît correspondre à une limite importante, car, d'après J. W. Dawson, la berge droite ou orientale de la large dépression marécageuse qu'elle draine est constituée par du calcaire silurien, tandis que la

[1. Ce résultat a été confirmé par l'enquête détaillée de W. B. Clark pour l'Éocène (*Correlation Papers*, U. S. Geol. Survey, Bull. n° 83, cartes, 1892), et de W. H. Dall et G. D. Harris pour les terrains tertiaires supérieurs (*Neocene*, Ibid., n° 84, cartes, 1892); voir aussi J. D. Dana, *Manual of Geology*, 4th ed., New York, 1895, p. 881, fig. 1468).]

2. J. Stevenson, *Note on the Laramie Group of Southern New Mexico* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXII, 1882, p. 370-372); sur la rive est du Rio Grande jusqu'à 150 milles [240 kilom.] en aval de Santa Fé avec *Ostrea*, *Corbula*, etc., et lignites; voir aussi White, *Geographical Extent of the Laramie Group* (Ibid., XXIII, 1883, p. 207-209, et surtout XXVI, 1883, p. 120).

3. G. M. Dawson, *Report on an Exploration from Port Simpson on the Pacific Coast to Edmonton on the Saskatchewan* (Geol. Survey of Canada, Report 1879-80, B, p. 130). [Voir aussi G. M. Dawson, *Notes to accompany a Geological Map of the Northern Portion of Canada* (Ibid., New ser., II, 1886, R, carte, 1887); R. G. Mc Connell, *Report on an Exploration in the Yukon and Mackenzie Basins, N. W. T.* (Ibid., IV, 1888-89, D, cartes, 1890).]

berge occidentale est formée de couches crétacées qu'il faut franchir, sous la forme de deux gradins étagés, avant d'atteindre la surface aplatie des Prairies[1].

Plus au sud, dans le Nebraska et le Kansas, les couches du Dakota reposent horizontalement sur des couches permiennes également presque horizontales, qui disparaissent sous ce manteau crétacé avec une inclinaison à peine sensible, après avoir joué elles-mêmes le rôle de couverture vis-à-vis des dépôts carbonifères de l'est. —

Au milieu des plaines crétacées surgit, entre les deux branches de la Cheyenne, un massif à l'aspect singulier, les Black Hills du Dakota occidental. Sa structure est d'une rare régularité. Le point culminant, Harney's Peak, élevé de 7 403 pieds [2256 m.], est situé au sud-est, un peu en dehors du centre; c'est un roc de granite intrusif, abrupt et déchiré, faisant saillie, avec un cortège de massifs d'intrusion plus petits, au-dessus d'une région de micaschistes et de schistes argileux d'âge archéen[2] qui s'étend principalement vers le N.N.W. Ces roches archéennes sont fortement redressées et rasées; par-dessus vient l'étage primordial du grès de Potsdam, qui n'a que 200 à 300 pieds d'épaisseur, et affecte la disposition d'une auréole entourant extérieurement le massif. Le Silurien inférieur et supérieur et le Dévonien manquent complètement, et le Calcaire carbonifère recouvre le grès de Potsdam en concordance apparente. Ce nouvel étage forme une seconde auréole concentrique à la première, étroite à l'est, et plus large vers l'ouest; il se présente du côté de l'intérieur, associé au grès, comme une muraille escarpée dominant les schistes archéens peu résistants, tandis qu'à l'opposé il plonge de toutes parts vers l'extérieur. Cette sorte de flexure est particulièrement raide sur le versant oriental. Newton et Jenney, dans leur monographie des Black Hills, à laquelle sont empruntés tous ces détails, insistent sur l'allure tranquille du Calcaire carbonifère au centre du massif, où ce terrain forme un large plateau, les couches étant peu inclinées, tandis que le plongement des assises augmente sur la périphérie d'une manière notable. Aussi cette structure a-t-elle été comparée

1. J. W. Dawson, *Observations on the Geology of the Line of the Canadian Pacific Railway* (Quart. Journ. Geol. Soc., XL, 1884, p. 378, 379).

[2. C. R. Van Hise a montré que les schistes plus ou moins métamorphiques des Black Hills sont à la fois post-archéens et pré-cambriens et doivent être rapprochés de l'*Algonkien* du lac Supérieur (*The Pre-Cambrian Rocks of the Black Hills*, Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 203-244; *Correlation Papers-Archean and Algonkian*, U. S. Geol. Survey, Bull. n° 36, 1892, p. 259-261).]

à celle du Kaibab Plateau (p. 168). L'espace allongé qu'enveloppe la bordure de Calcaire carbonifère mesure 140 kilomètres de longueur environ, sur plus de 60 kilomètres de large[1].

Cette grande ellipse de Calcaire carbonifère est entourée par une dépression où affleurent des roches de couleur rouge, faciles à désagréger. La première zone consiste en grès rouge avec gypse, appartenant peut-être au Trias; la seconde, en grès bigarré et marnes, avec fossiles du Jurassique supérieur. Nous avons là, par conséquent, un terme marin qui manquait entièrement à l'est du continent, et qui devient visible dans la profondeur à l'approche des Montagnes Rocheuses, exactement comme on voit dans le Salt Range du Nord de l'Inde la série mésozoïque se compléter à mesure que l'on s'avance vers les hautes chaînes de l'intérieur.

La dépression rouge est enveloppée à son tour par la tête des couches crétacées, qui forment un escarpement.

Le grand axe de l'ellipse n'est pas une ligne droite, mais présente une légère convexité vers l'est; c'est ce que montrent certaines traces d'un prolongement du massif vers le N.W. et vers le S., traces accompagnées, dans le premier cas, par quelques pointements trachytiques. On peut remarquer que le bord des Montagnes Rocheuses décrit, sous la même latitude, une courbe analogue[2].

La table de Calcaire carbonifère me paraît trop aplatie pour qu'on puisse l'assimiler à un simple anticlinal, qui serait comme un *parma* des Montagnes Rocheuses; après en avoir lu la description, l'impression qui subsiste, c'est que, ici encore, les plaines se sont affaissées le long des flexures bordières. —

Au delà des Black Hills, on retrouve la plaine crétacée se relevant vers l'ouest par une pente très continue, puis l'on atteint la lisière des Montagnes Rocheuses. Avant de décrire celle-ci, nous devons jeter un rapide coup d'œil sur la disposition générale des grandes chaînes de l'Ouest.

Division des chaînes de l'Ouest. — La vaste région montagneuse de l'Ouest de l'Amérique septentrionale est limitée à l'est par le pied, très nettement défini, des Montagnes Rocheuses, et, à l'ouest,

1. H. Newton and W. P. Jenney, *Report on the Geology and Resources of the Black Hills of Dakota*, in 4° et atlas in-f°, Washington, 1880.

[2. Voir la *Reconnaissance Map of the United States*, par W J Mc Gee, 1893 (11th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, pl. II), et la carte de la chaîne des Bighorn dans G. H. Eldridge, *A Geological Reconnaissance in Northwest Wyoming* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 119, 1894).]

par l'Océan Pacifique qui, dans le golfe de Californie, pénètre d'ailleurs profondément à l'intérieur du massif et en isole même, plus au nord, des fragments importants, comme Vancouver et les îles de la Reine-Charlotte.

On connaît fort mal, dans l'extrême nord, la lisière orientale des Montagnes Rocheuses : il semble, comme on l'a déjà vu [1], qu'elle prenne, du haut Mackenzie aux affluents supérieurs de la Rivière de la Paix, une direction presque N.-S. ; elle se maintient ensuite longtemps alignée au S.S.E. ; dans l'ouest du Montana, au delà du débouché du Missouri sur les plaines, elle s'oriente N.W.-S.E., en englobant les Big Horn Mountains, puis, dans le sud du Wyoming, entre 44° et 43° de lat. N., tourne de nouveau droit au sud Cette direction N.-S. se poursuit à travers tout le Colorado, le long du 105e méridien (Gr.), et la chaîne s'éteint, dans le Nouveau-Mexique, par 35° 35′, entre 105° et 106° de long. W., après avoir subi, dans ses parties extrêmes, une légère inflexion vers le S.S.W.

Des roches volcaniques récentes prennent part à la constitution de ces montagnes ; on les rencontre non seulement dans chacun de leurs principaux chaînons, mais elles débordent même parfois vers l'est au delà de la lisière des Rocheuses. C'est surtout dans l'Orégon et le Washington qu'elles occupent de grandes surfaces.

Sur le territoire des États-Unis, trois lignes de démarcation très nettes permettent de distinguer, dans l'ensemble du massif montagneux, quatre régions plus ou moins indépendantes.

La première de ces limites coïncide avec la cassure occidentale des monts Wasatch, sur la rive est du Grand Lac Salé, puis, en s'incurvant légèrement vers le S.S.W., gagne l'extrémité du Grand Cañon du Colorado. La seconde correspond à la muraille abrupte que forme, du côté de l'est, le bord de la Sierra Nevada de Californie. La troisième est représentée par la grande vallée longitudinale de la Californie, qu'arrosent le Sacramento et le San Joaquin, et par le golfe de Californie [2].

La première région comprend les *Montagnes Rocheuses*, le chaînon transversal des monts Uinta, les monts Wasatch, et, dans

[1. Ci-dessus, p. 750.]

[2. Il semble résulter des recherches de W. Lindgren (*Notes on the Geology of Baja California*, Proc. California Acad. Sc., I, 1889, p. 173, cartes) et S. F. Emmons and G. P. Merrill (*Geological Sketch of Lower California*, Bull. Geol. Soc. of America, V, 1894, p. 489-514, carte) que le golfe de Californie ne représente pas le prolongement de la vallée du Sacramento et du San Joaquin : ce serait plutôt l'homologue et la suite fort rétrécie du *Great Basin* de l'Utah et du Nevada, submergé sous les eaux marines, les granites de la Sierra Nevada et la grande faille qui limite cette chaîne vers l'est se continuant au moins jusqu'au 30e parallèle, le long de la côte occidentale.]

l'intervalle, deux grands plateaux, celui du Green River, au nord des monts Uinta, et celui du Colorado, au sud.

La deuxième région est celle des *Basin Ranges;* de nombreux chaînons de peu de longueur, courant à peu près dans la direction du méridien et morcelés par de grandes failles obliques, la caractérisent. Elle embrasse les divers petits bassins fermés de l'Ouest et déborde largement, au nord comme au sud, au delà de leurs limites, en changeant toutefois un peu de direction.

La troisième région correspond à la *Sierra Nevada* et à ses avant-monts occidentaux.

Les *Coast Ranges* et la *Basse-Californie*[1] forment la quatrième région; nous y retrouverons tous les traits essentiels des Cordillères côtières de l'Amérique du Sud.

L'on peut objecter à ce mode de division, proposé en Amérique par des savants autorisés, que les monts Wasatch possèdent déjà une structure identique à celle des Basin Ranges et devraient, en conséquence, être attribués à cette province géologique. Toutefois, il y aurait inconvénient, dans une vue d'ensemble, à séparer les éléments divers qui forment la bordure des plateaux du Green River et du Colorado; et là est sans doute l'origine de la délimitation adoptée, délimitation que nous conserverons, pour ce motif, dans la suite du présent ouvrage.

Montagnes Rocheuses. — Dans toute la région située à l'est du Grand Lac Salé, la série stratigraphique reste presque identique à celle de l'Est, et notamment à celle des Black Hills. On y connaît, en plusieurs points, des sédiments primordiaux; les dépôts siluriens, qui viennent ensuite, ne sont représentés, il est vrai, dans l'état actuel de nos connaissances, que par quelques termes isolés[2]; les indices permettant de conclure à l'existence du Dévonien sont encore plus rares; et il paraît même certain que ce terrain fait complètement défaut sur de vastes étendues. Par contre, les dépôts de la période carbonifère présentent une grande épaisseur, et les équivalents marins de la partie supérieure du terrain houiller productif de l'Est, en particulier, prennent un grand développement; les couches de passage, à affinités permiennes, ne font pas défaut non plus.

[1. Voir la note précédente.]

[2. Voir C. E. Beecher, *On the occurrence of Silurian Strata in the Big Horn Mountains, Wyoming, and in the Black Hills, South Dakota* (Amer. Geologist, XVIII, 1896, p. 31-33).]

Le Trias est représenté par des grès rouges et des gypses, avec intercalation, dans la partie nord-ouest de la région, d'un étage fossilifère marin, les *couches à Meekoceras*, dont la puissance atteint quelques milliers de pieds dans le sud-est de l'Idaho : leur faune rappelle celle du Trias alpin, mais on y trouve aussi quelques espèces que l'on considérait jusqu'à présent comme jurassiques [1].

Le terrain jurassique correspond à celui des Black Hills ; jusqu'à présent, l'on n'y connaît qu'un seul étage qui, manifestement, est d'âge jurassique supérieur. Il y aura lieu de revenir, ailleurs, sur sa ressemblance avec le terrain jurassique de la Russie.

Le terrain crétacé joue un très grand rôle, mais ses divisions restent essentiellement les mêmes de part et d'autre des Montagnes Rocheuses, la série commençant avec l'étage du Dakota et se terminant avec les couches de Laramie. De même, l'ensemble des formations tertiaires n'est représenté, à l'intérieur des montagnes, que par des dépôts d'eau douce ; en étudiant les faunes terrestres si riches qu'ils renferment, on a pu y reconnaître plusieurs divisions ; et la présence du genre *Coryphodon* montre que cette série lacustre commence par des assises datant du début même de la période éocène.

Ainsi, il n'existe pas entre les Montagnes Rocheuses et la région située plus à l'est une différence comparable à celle que l'on observe entre les Alpes ou l'Himalaya et leur avant-pays. En somme, la série stratigraphique ne s'est enrichie, à partir des Black Hills, que d'un seul terme du Jurassique, auquel vient s'ajouter, dans le nord-ouest, un étage marin du Trias. Et il est bien remarquable de voir ces deux formations marines venir s'intercaler précisément au niveau de cette même lacune, comprise entre le Permien et le Cénomanien, pendant laquelle se produit, dans les Alpes comme dans l'Himalaya, la principale intercalation de terrains marins inconnus dans le *Vorland*.

Essayons maintenant, à l'aide de la carte du Colorado de Hayden et des nombreux documents officiels publiés sur la région, d'analyser l'allure des Montagnes Rocheuses dans les limites du territoire des États-Unis [2].

Lorsqu'on se dirige vers les montagnes en venant de l'est, à

1. A. C. Peale, *Report on the Green River District* (Hayden, 11th Ann. Rep. U. S. Survey of the Territories for 1877, p. 622-629) ; et *Jura-Trias Section of S. E. Idaho and W. Wyoming* (Bull. U. S. Survey Terr., V, 1880, p. 119-129) ; C. A. White, *Fossils of the Jura-Trias of Southern Idaho* (Ibid., p. 105-117).

2. F. V. Hayden, *Geological Map of Colorado* (dans le 10th Ann. Rep. U. S. Survey Terr. for 1876) [et *Atlas of Colorado*, in-folio, Washington, 1877].

travers les prairies, on s'élève doucement à la surface des couches crétacées jusqu'à l'altitude considérable d'environ 5 000 pieds. (Denver, 5 197 pieds [1 583 m.]). Les couches qui, dans les plaines, s'étaient maintenues jusque-là parfaitement horizontales, se recourbent alors brusquement de bas en haut, et se redressent sous forme de longues arêtes escarpées ou « hogbacks », en arrière desquelles se montre aussitôt une chaîne imposante, le Front Range du Colorado, qui dépasse en nombre de sommets 14 000 pieds d'altitude [4 270 m. environ]. Des roches archéennes constituent ce puissant massif; quant aux hogbacks, on y observe une série stratigraphique qui, d'une manière générale, est la même que celle des Black Hills : rien ne rappelle ici la bordure de Mollasse et de Flysch ou la zone calcaire latérale des Alpes. Ce manque absolu de transition entre la plaine et la haute montagne frappe tous les géologues venus d'Europe qui visitent le pays [1].

La chaîne consiste en un certain nombre de massifs ou de dos allongés, formés de roches anciennes et placés côte à côte, qui, au premier coup d'œil, rappellent les « masses centrales » des Alpes ou les noyaux montagneux du Riesengebirge ; seulement, la manière dont ces massifs se groupent est très différente de la disposition réalisée dans les montagnes de l'Europe (pl. IV).

Déjà, dans l'extrême sud, Stevenson nous montre la singulière structure des chaînons [2].

Il se passe ici quelque chose d'analogue à ce qu'on observe dans le plateau d'Oust-Ourt, où les branches de Tien-Chan orientées N.W., et les Mougodjars dirigés du N. au S. prennent naissance simultanément, tout en conservant leur indépendance relative. De même, on voit sortir de dessous les grandes plaines du Llano Estacado, qui, du Texas, s'étendent jusque dans le Nouveau Mexique, des chaînons dirigés vers le N.W. et des chaînons N.-S. Ces deux faisceaux arrivent très près l'un de l'autre vers Galisteo, par 35° 25′, mais sans se rencontrer. Le chaînon N.W. le plus avancé est celui

1. Je puis renvoyer, à ce sujet, au tableau si instructif qu'en a tracé G. vom Rath (Sitzungsber. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde, Bonn, séance du 7 janvier 1884). [Pour l'étude détaillée d'une partie de cette bordure, voir G. H. Eldridge, *On certain peculiar Structural Features in the Foot-Hill Region of the Rocky Mountains near Denver, Colorado* (Bull. Phil. Soc. Washington, XI, 1890, p. 247-274, carte); *Geological Guide Book of the Rocky Mountain Excursion* (Congrès géol. international. Compte rendu de la 5e section, Washington, 1891, p. 435-542 : notices par W. Cross, etc., 1893); S. F. Emmons, W. Cross and G. H. Eldridge, *Geology of the Denver Basin, Colorado* (U. S. Geol. Survey, Monograph XXVII, 1896).]

2. J. J. Stevenson, *Geological Examinations in Southern Colorado and Northern New-Mexico* (*in* G. M. Wheeler, *Report U. S. Geographical Surveys West of the* 100th *Meridian*, vol. III. Supplement, 1881, cartes).

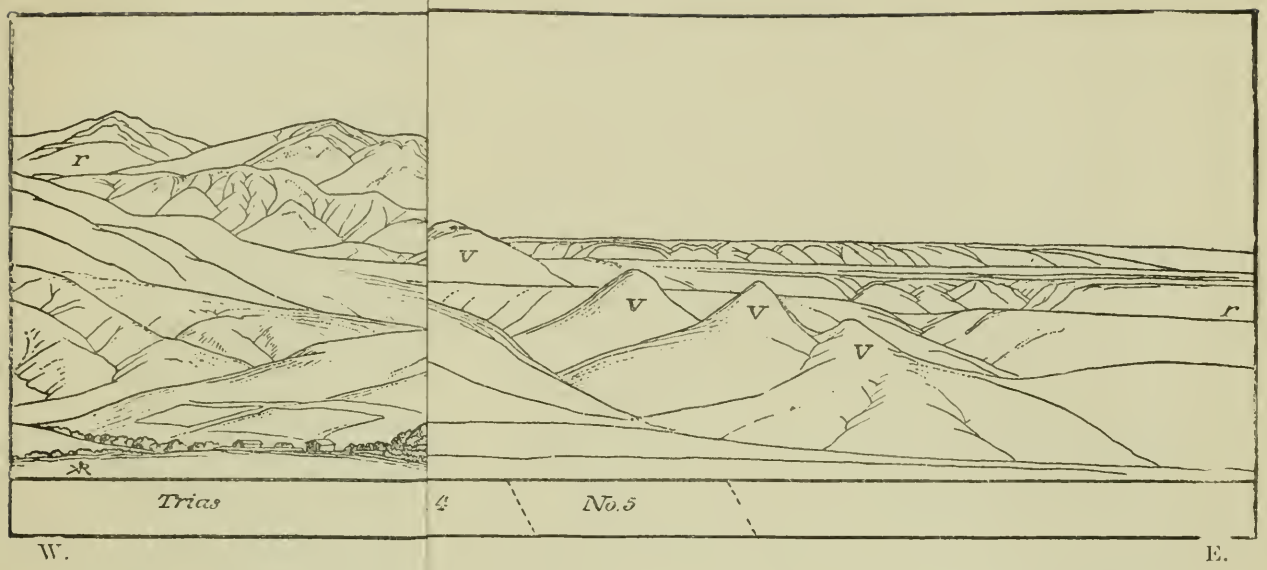


Fig. 1. — Hogbacks du Folmes (Hayden, *Ann. Rep. U. S. Geol. and Geogr. Survey*

Les montagnes, dans la pe Laramie et Couches de Denver; *v*, *v*, Roches volcaniques

Fig. 2. — Panorama du Grado State School of Mines, *Annual Report*, 1889, pl. XII).

Légende : 1, Granite ; 2, Sis (Crétacé) ; 8, Couches de Laramie ; 9, Étage du Wasatch, et 10, Étage du Green River (Estle ; *p*, Piñon Gulch ; *v*, Cactus Valley ; *w*, White River Plateau.

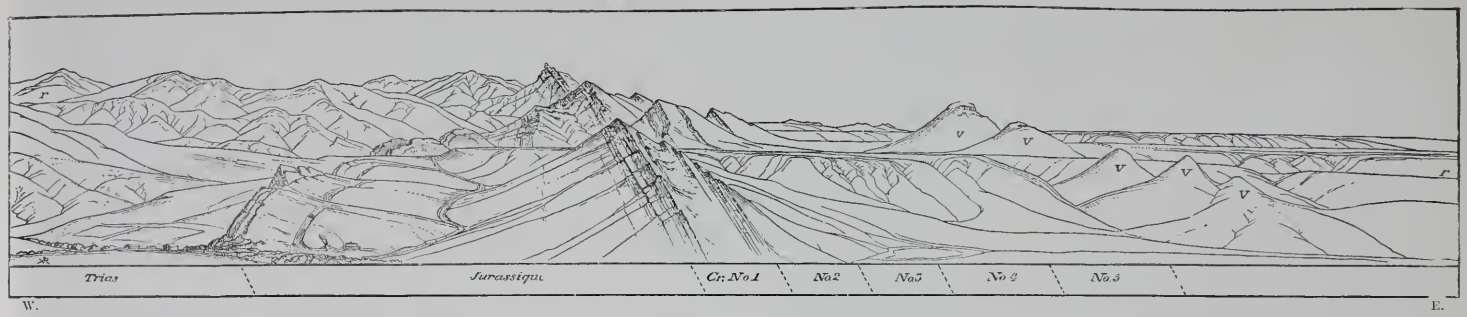


Fig. 1. — Hogbacks du Front Range, environs de Golden (Colorado). Vue prise au nord de Van Bibber Creek, d'après W. H. Holmes (Hayden, *Ann. Rep. U. S. Geol. and Geogr. Survey of the Territories for 1874*, pl. n° 2, p. 32, 1876).

Les montagnes, dans la partie gauche de la figure, sont formées de roches cristallines archéennes. — Cr. No. 1-5. Terrain Crétacé, Couches de Laramie et Couches de Denver; *v*, *v*, Roches volcaniques (Basalte); *rr*, vallée de Ralston Creek.

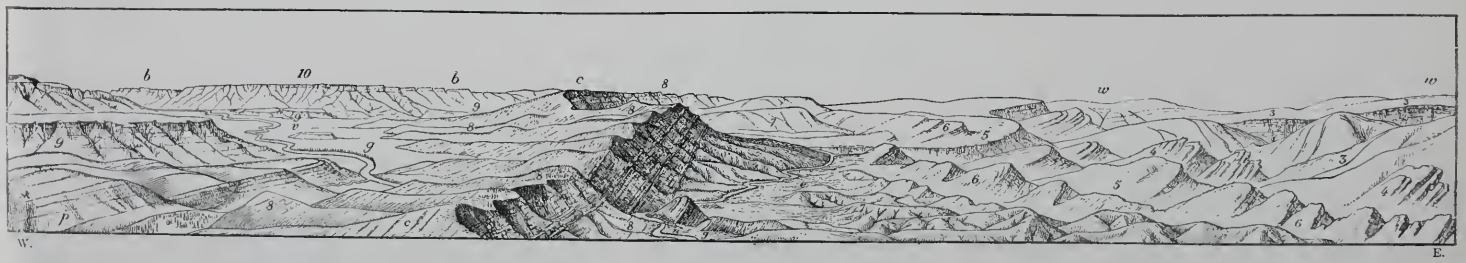


Fig. 2. — Panorama du Grand Hogback, vallée du Grand River (Colorado). Vue prise aux environs de Newcastle, d'après A. Lakes (*Colorado State School of Mines, Annual Report*, 1889, pl. XIII).

Légende : 1, Granite ; 2, Silurien ; 3, Calcaire Carbonifère ; 4, Trias ; 5, Jurassique ; 6. Grès du Dakota, et 7, Marnes du Colorado et des Fox Hills (Crétacé) ; 8, Couches de Laramie ; 9, Étage du Wasatch, et 10, Étage du Green River (Eocène). — *b*, Book Cliffs ; *c*, Coal Ridge (Grand Hogback) ; *e*, Elk Creek ; *g*, Grand River ; *n*, Mines de charbon de Newcastle ; *p*, Piñon Gulch ; *v*, Cactus Valley ; *w*, White River Plateau.

des Placer Mountains, au sud-ouest de Galisteo ; il appartient à un système d'accidents orographiques dont nous aurons à parler plus tard : en ce point, les chaînons N.-S. font seuls partie, en effet, du système des Montagnes Rocheuses proprement dites.

Il existe ici, dans le sud, trois chaînes principales dirigées N.-S. ou N.N.E.-S.S.W., qui commencent toutes trois par 35° 30′; la première, à partir de l'ouest, est la Sierra de Santa-Fé; la seconde, qui est la plus longue, porte successivement les noms de Sierra de Las Vegas, Sierra Mora, Sierra de Taos et Sierra Culebra, ce dernier tronçon venant se réunir, dans le Colorado, avec la grande Sierra Sangre de Cristo; la troisième chaîne enfin, la Sierra Cimarron, est beaucoup plus courte, et masquée d'ailleurs en grande partie par des laves récentes, qui débordent du côté de l'est. Les deux premières chaînes atteignent très vite l'altitude de 12 000 pieds [3 660 m. environ]; un peu plus au nord, le pic Culebra arrive à 14 049 pieds [4 282 m.].

Ces reliefs sont constitués par des gneiss, des schistes amphiboliques et d'autres roches archéennes, recouvertes de dépôts carbonifères débutant par un conglomérat très épais, formé aux dépens des roches archéennes. Le Carbonifère est surmonté par toute la série mésozoïque, affectant les caractères qu'elle possède d'ordinaire dans les Montagnes Rocheuses, jusqu'au Laramie inclusivement; enfin vient, près de Galisteo, un paquet de couches tertiaires discordantes.

La Sierra de Santa-Fé est bordée du côté de l'est, dans sa partie méridionale, par une faille, qui se prolonge au sud, un peu au delà de l'extrémité de la chaîne archéenne. La Sierra de Las Vegas, au contraire, se prolonge dans la même direction sous la forme d'un pli anticlinal.

Vers l'est, ces divers chaînons sont accompagnés par des épanchements trachytiques et surtout par de vastes tables de basalte qui s'étalent sur les plaines adjacentes. Tandis que les couches de Laramie ont pris part aux mouvements orogéniques, ces formations éruptives sont d'un âge bien plus récent; il existe même encore des cônes de scories bien conservés : l'un de ces cratères repose sur les basaltes de l'Ocate Mesa, un second est situé au sud-est des Turkey Mountains : une coulée de lave, sortie de ce dernier, est venue remplir en partie le cañon antérieurement creusé par la Mora River.

Plus au nord, quand la Sierra Cimarron disparaît pour faire place à la haute Sierra Culebra comme chaîne de bordure, celle-ci

est accompagnée à l'est par une longue muraille de rochers, le « Stone Wall » : c'est la tête des bancs, fortement redressés, des grès du Dakota ; ces couches plongent même vers l'ouest sur une certaine longueur, par renversement ; puis elles deviennent verticales et s'inclinent enfin doucement vers l'est pour disparaître sous les terrains plus récents de la plaine.

Un peu plus au nord, par 37° 20′ environ, l'affleurement des couches du Dakota recule vers l'est, la zone carbonifère s'élargit et, en avant de la bordure des Rocheuses, surgissent deux larges cônes isolés, les Spanish Peaks (13 620 et 12 720 pieds [4151 et 3867 m.]), qui marquaient jadis la limite des possessions espagnoles. Ce sont les deux grands laccolithes dont il a déjà été question plus haut (p. 194[1]).

C'est en ce point, où la Sierra Culebra vient se raccorder vers le N.N.W. avec la Sierra Sangre de Cristo, que commence l'arrangement si particulier des chaînons archéens qui caractérise les Montagnes Rocheuses. La planche IV ne rend d'ailleurs cette disposition que d'une manière très imparfaite : il faut bien distinguer, en effet, les affleurements archéens formant les hautes chaînes de ceux qui se montrent dans le fond du Grand Cañon du Colorado, à l'ouest des monts Sawatch et vers les sources du Rio Grande, ainsi que sous les épanchements volcaniques situés à l'ouest de ce cours d'eau, car, dans ces différents exemples, c'est à l'érosion seule qu'est due la venue au jour des roches cristallines.

Des efforts combinés de Hayden, Clarence King, Hague, Marvine, Stevenson et d'autres observateurs, se dégagent les résultats suivants[2] :

Chacun des chaînons archéens se dirige du S. au N., avec ten-

1. Je m'appuie sur la carte de Endlich (Hayden, 9th Ann. Rep. for 1875, pl. XVI). [Voir aussi *Atlas of Colorado*, feuille XVI. Sur la structure des Pics Espagnols, voir R. C. Hills, *Notes on the Eruptions of the Spanish Peaks Region* (Proc. Colorado Scientific Soc., III, 1888, p. 24-34, coupes ; III, 1889, p. 224-227) ; et *Types of past Eruptions in the Rocky Mountains* (Ibid., IV, 1891, p. 21-24) ; d'après ce géologue, l'horizon principal des intrusions se place, non dans le Carbonifère, mais dans le Crétacé supérieur (« Colorado Shales »).]

2. Hayden (Ann. Rep. U. S. Survey Terr. for 1873, p. 19) ; Arch. R. Marvine (Ibid., p. 131 et suiv., pl. II) ; Clarence King, *U. S. Geol. Exploration of the 40th Parallel*, vol. I, *Systematic Geology*, 1878, p. 15 et suiv. ; A. Hague, Ibid., vol. II, p. 2 et suiv. ; J. J. Stevenson, *Structure and Age of the Rocky Mountain System* (*in* Wheeler, Report Geogr. Survey 100th Merid., III, p. 488 et suiv.) ; voir aussi A. C. Peale, *Notes on the Age of the Rocky Mountains in Colorado* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XIII, 1877, p. 172-181, 388) ; Stevenson (Ibid., p. 297-299, et dans d'autres publications). [Voir aussi S. F. Emmons, *Orographic Movements in the Rocky Mountains* (Bull. Geol. Soc. of America, I, 1890, p. 245-286) ; R. C. Hills, *Orographic and Structural Features of Rocky Mountain Geology* (Proc. Colorado Scientific Soc., III, 1890, p. 362-458, carte schématique).]

dance à dévier vers le N.N.W. ou le N.W. En outre, ces différents chaînons ou, si l'on préfère, ces branches sont groupées de telle manière qu'elles vont en s'écartant vers l'ouest, tout en possédant vers l'est une limite commune, presque rectiligne, dirigée du N. au S. C'est là le trait fondamental du mode de *virgation* propre aux Montagnes Rocheuses.

La première branche s'avance vers le nord, depuis la Sierra de Las Vegas, par les Sierras Culebra et Sangre de Cristo, pour atteindre le grand massif des monts Sawatch. L'aile occidentale du Sangre de Cristo est effondrée : à sa place s'étend la large plaine alluviale de San Luis ; puis vient, plus à l'ouest, la région volcanique des monts San Juan. C'est près de la lisière nord-ouest des monts Sawatch que se trouvent les Elk Mountains, dont nous avons déjà eu occasion de signaler les renversements tournés vers le sud-ouest (p. 213).

La seconde branche est représentée par les Wet Mountains, qui s'élèvent à l'est du Sangre de Cristo, puis par le South Park et le Park Range. L'anticlinal isolé de Rawlins Peak paraît être compris entre cette branche et la suivante.

Fig. 103. — Environs de Leadville (Colorado). Le pli de Sheep Mountain et la London Fault, d'après W. H. Holmes (*Ann. Rept. U. S. Geol. Survey of the Territ. for* 1873 (Hayden), pl. IX, fig. 1, p. 230; la nomenclature d'après S. F. Emmons, Monograph XII, *U. S. Geol. Survey*).

FF = Faille.

C'est dans la longue bande de terrains paléozoïques qui sépare cette branche de la précédnte que sont situées les importantes mines de plomb argentifère de Leadville ; les études d'Emmons ont montré que cette bande est affectée de grandes failles longitudinales dont le regard est vers l'ouest, c'est-à-dire vers les monts Sawatch. Le rejet des couches en profondeur atteint environ 5 000 pieds [1 500 m. environ] à la Mosquito fault, 2 500 pieds [760 m. environ] à la London fault, qui vient ensuite (fig. 105), et autant à la Weston fault. Au sud de Leadville, ces failles passent à des flexures[1].

La troisième branche des Montagnes Rocheuses correspond à la haute et large chaîne appelée Colorado Range ou Front Range et à la Medicine Bow Range.

La quatrième branche est formée par la voussure basse et aplatie des montagnes de Laramie, laquelle se dirige droit au nord. —

Le rebord oriental de ces hautes montagnes, comme nous l'avons dit, se dresse inopinément au-dessus de la plaine, dont les sédiments sont relevés à leurs pieds, comme le « mur de pierre », à l'est de la Culebra. Si nous considérons ce rebord oriental de plus près, nous constaterons que les extrémités méridionales des différentes branches ne viennent pas s'aligner rigoureusement côte à côte ; il en résulte, dans le tracé de ce rebord, une série d'angles rentrants qui tous se ferment au nord-ouest et marquent la naissance d'autant de branches nouvelles. L'affleurement des couches redressées tourne alors complètement au fond de ces anses, disposition que met particulièrement en évidence l'allure du terrain crétacé; et Marvine a montré que, pour chacun des chaînons successifs, l'inclinaison des couches est toujours plus forte sur le flanc occidental que sur l'autre, au point même que ce flanc est souvent remplacé par une faille.

Un fort bel exemple de ces angles rentrants nous est offert par le Huerfano Park, entre les Sangre de Cristo et les Wet Mountains, par conséquent entre la première et la seconde branche[2]. La « baie » de Cañon City, d'où sort l'Arkansas, entre les Wet Mountains et le Front Range, constitue un deuxième exemple de la même dis-

1. S. F. Emmons, *Abstract of Report on Geology and Mining Industry of Leadville, Colorado* (2d Ann. Rep. U. S. Geol. Survey for 1880-81, p. 211 et suiv.) [et *Geology and Mining Industry of Leadville* (U. S. Geol. Survey, Monograph XII, in-4° et atlas in-f° de 35 feuilles, 1886-1888).]

[2. Des couches éocènes lacustres très puissantes ont été découvertes dans cette dépression, il y a quelques années, par C. R. Hills ; c'est la première fois qu'on les signale à l'est des Montagnes Rocheuses (*Recently discovered Tertiary Beds of the Huerfano River Basin*, Proc. Colorado Scientific Soc., III, 1888, p. 148-164, carte; III, 1889, p. 217-223; IV, 1891, p. 7-9).]

position[1]; on en connaît d'autres encore au nord de Denver, qui tous correspondent à la chute sur les plaines de petits chaînons subordonnés au Front Range lui-même. —

Cette partie des Montagnes Rocheuses se prolonge vers le nord-ouest par les Seminole Mountains, les chaînes du Sweetwater et du Wind River jusque par 43° 30′, où la chaîne des Gros Ventres, orientée également N.W., arrive très près de la puissante chaîne des Tétons, qui court du S. au N.

D'après le rapport de Endlich, ces montagnes présentent la disposition suivante : une longue bande de couches paléozoïques ou mésozoïques, comprimées en fond de bateau, se poursuit vers le N.W.; le massif archéen des Seminole Hills est situé au nord, celui des Sweetwater, au contraire, au sud de cette bande; et comme ces deux massifs principaux sont prolongés par divers pointements archéens plus petits, peut-être est-il permis de supposer qu'il existe réellement deux branches archéennes séparées par la bande sédimentaire précitée. Les montagnes du Wind River, bien plus importantes, et dont plusieurs sommets dépassent 13 000 pieds (Fremont's Peak, 13 790 pieds [4 203 m.]), correspondent à une grande chaîne archéenne qui, dans sa partie méridionale, s'abaisse très brusquement vers l'est; c'est la suite des Sweetwater Mountains, et le versant oriental est seul recouvert par les terrains sédimentaires[2]. —

Monts Uinta. — La voûte des monts Uinta, dont l'altitude dépasse en nombre de points 13 000 pieds [4 000 m. environ], est, d'après la minutieuse description qu'en a donnée Powell, large et très aplatie au sommet; elle est bordée vers le nord par une grande faille, passant par places à une flexure brusque[3] et se divisant en

[1. G. H. Eldridge, *The Florence Oil-Field, Colorado* (Trans. Amer. Inst. Mining Engineers, XX, 1891, p. 442-462, carte); *Geologic Atlas of the United States, Pikes Peak folio* (n° 7), 1894, par W. Cross; pour l'anse de Colorado-Springs, voir W. O. Crosby, *Sandstone Dikes accompanying the Great Fault of Ute Pass, Colorado* (Bull. Essex Institute, XXVII, 1895, p. 113-147, carte).].

2. F. M. Endlich, *Report on the Geology of the Sweetwater District* (Hayden, 11th Ann. Rep. U. S. Survey Terr. for 1877, p. 3-141); O. St. John, *Report on the Geology of the Wind River District* (Hayden, 12th Ann. Rep. for 1878, I, p. 175-269); Peale, St. John and Endlich, *Geological Map of Portions of Wyoming, Idaho and Utah* (Ibid.).

[3. Il est probable que cette ligne de dislocation passe par places à un véritable chevauchement horizontal : Powell décrit, en effet, le Diamond Peak comme présentant « a huge pile of Carboniferous rocks resting on a base of horizontal Tertiary sondstones » (*Geology of the Uinta Mountains*, 1876, p. 205); il paraît plus simple de voir dans cette disposition le résultat d'un pli-faille inverse que de l'expliquer, comme l'a fait ce géologue, par une succession de mouvements verticaux en sens contraire, combinés avec des éboulements vers le nord.]

deux branches du côté de l'ouest. Vers le sud, l'affaissement est ménagé par toute une série de failles et de flexures qui suivent à peu près la même direction légèrement arquée, et sur laquelle il y aura lieu de revenir[1].

La voûte elle-même est formée principalement par des couches d'âge carbonifère, atteignant dans cette région une très grande épaisseur[2]. Sur le versant nord, beaucoup plus raide que l'autre, affleurent en un point des schistes cristallins anciens[3]. La dépression du Brown's Park, qui vient interrompre la continuité du flanc septentrional en isolant le O-wi-yu-kuts Plateau, paraît résulter d'un effondrement[4]. Powell évalue l'amplitude de la dénivellation, sur la bordure nord, à 20000 pieds [6 000 m. environ]. Le versant méridional est en pente plus douce et, au sud-est, le Yampa Plateau vient s'introduire contre la chaîne à titre d'anticlinal subordonné.

A l'est de ce grand pli saillant des monts Uinta surgissent deux petits massifs paléozoïques isolés, Yampa Peak et Junction Mountain : ce sont, apparemment, des fragments disjoints par failles transverses d'un même anticlinal continu en profondeur, qui viendrait rattacher l'Uinta aux monts Sawatch.

Un grand pli monoclinal, la Midland Flexure, à regard sud ou sud-ouest, se poursuit en décrivant un arc de cercle, à partir du pied méridional des monts Uinta et du Yampa Plateau, leur annexe, jusqu'au pied des hauteurs qui prolongent les monts Sawatch, et vient ainsi compléter le raccordement avec cette branche des Montagnes Rocheuses. Ainsi l'Uinta vient s'emboîter dans la grande virgation, et l'on est conduit à l'opinion exprimée par White, à savoir que les monts Uinta et les parties considérées des Montagnes Rocheuses doivent être regardés comme le résultat d'un même ensemble de dislocations, possédant une histoire commune[5].

1. J. W. Powell, *Report on the Geology of the Eastern Portion of the Uinta Mountains, etc.* (U. S. Geol. and Geogr. Survey of the Territ., 2d Division), in-4° et atlas, 1876.

[2. D'après les dernières publications des géologues américains, les grès et quartzites des monts Uinta, recouverts en discordance par le terrain carbonifère, seraient beaucoup plus anciens, et probablement précambriens ; C. R. Van Hise, *Correlation Papers-Archean and Algonkian*, p. 297 ; S. F. Emmons, *Orographic Movements in the Rocky Mountains*, p. 298.]

3. Zirkel les compare aux schistes à paragonite du Saint-Gothard (*Report U. S. Geol. Explor. 40th Parallel*, vol. VI, *Microscopic Petrography*, 1876, p. 28) ; d'après Wadsworth, ce sont des micaschistes (Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXI, 1881, p. 251).

[4. Voir J. D. Irving, *The Stratigraphical Relations of the Brown's Park Beds of Utah* (Trans. New York Acad. Sc., XV, 1896, p. 252-259, pl. XVIII).]

5. C. A. White, *Report on the Geology of a part of N. W. Colorado* (Hayden, 10th Ann.

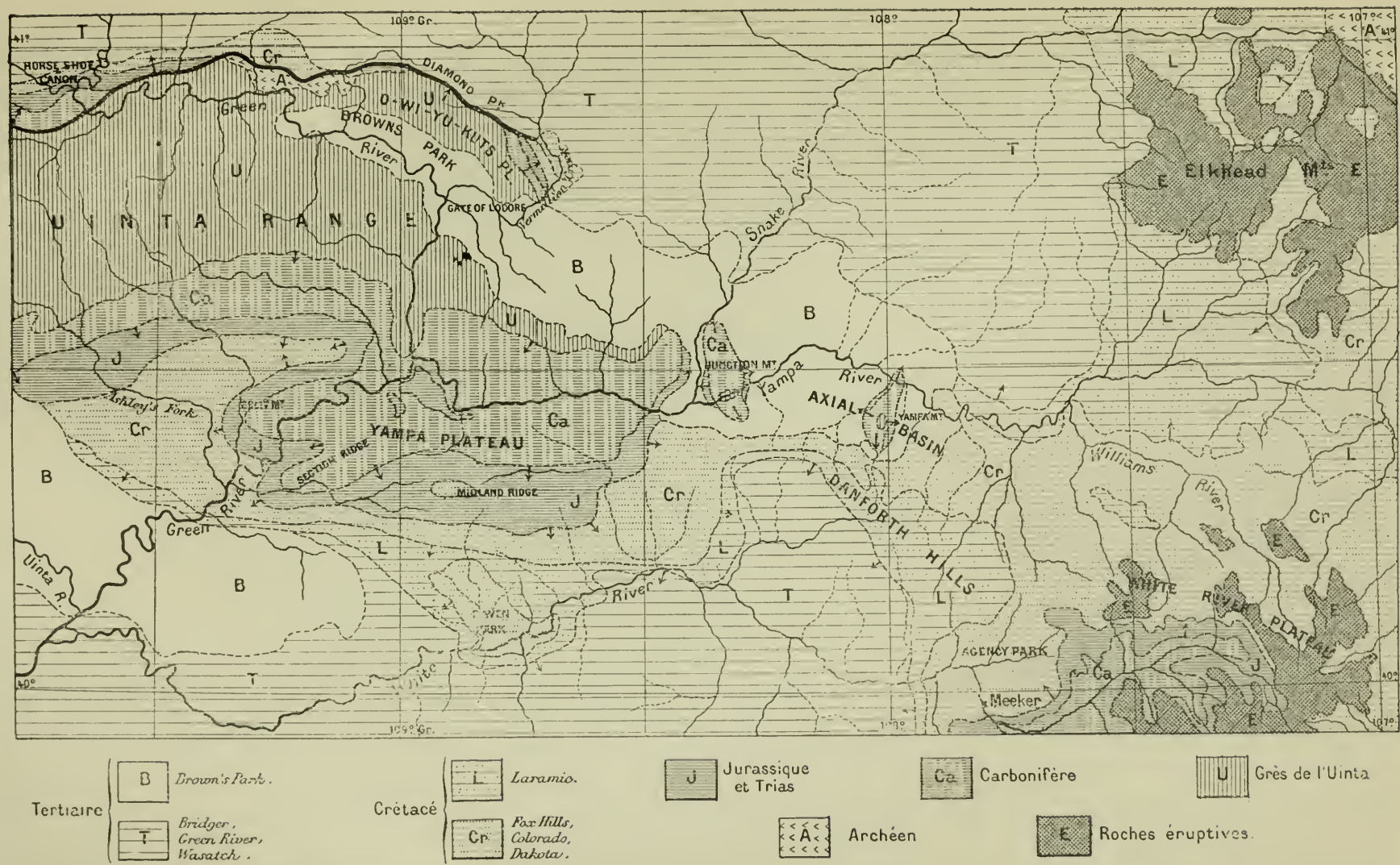


Fig. 106. — Raccordement des Monts Uinta avec le Park Range, d'après C. A. White (*9th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey*, 1887-88, pl. LXXXVIII). Échelle de 1 : 1.400.000. environ.

Cette virgation est d'ailleurs très différente, dans sa manière d'être, de celles que nous avons étudiées jusqu'ici : lorsqu'il y a des traces de mouvement latéral, comme dans les Elk Mountains — et le cas, d'ailleurs, n'est pas fréquent, — c'est toujours du côté concave, et avec tendance au renversement vers l'intérieur, comme dans le champ d'affaissement des Alpes Méridionales. Le simple redressement des couches, limité à une bande d'une faible largeur, qu'on observe d'ordinaire sur le bord des grandes plaines, rappelle bien plutôt un traînage le long d'une faille, dont le plan peut se renverser en certains points, qu'un mouvement tangentiel général. Le contraste avec les grands plissements des Appalaches est indéniable et généralement reconnu ; aussi les résultats auxquels a conduit l'étude des chaînes plissées sont-ils d'une application difficile dans le cas présent.

Plusieurs opinions ont été exprimées, dans l'Amérique du Nord, au sujet de la formation des Montagnes Rocheuses. On a commencé par les regarder comme des chaînes de plissement ; puis, on crut y reconnaître des massifs continentaux dont l'émersion remonterait à une époque très reculée : on en voyait la preuve dans l'âge inégal des terrains sédimentaires placés directement en contact, sur les bords, avec les roches archéennes, et surtout dans l'absence ou le faible développement de la série paléozoïque sur une grande partie du pourtour. Enfin, on y a vu de larges « plateformes », surélevées entre deux failles ou deux flexures : telle est, en particulier, l'idée de Dutton, l'un des observateurs les plus judicieux qui se soient occupés de la structure de ces montagnes. « La largeur de ces plates-formes, écrit-il, varie entre 20 et 45 milles [32 à 72 kilom.]... Leur soulèvement n'a rien de commun avec la formation d'un pli anticlinal. Que l'on se représente un bloc de couches bordé de chaque côté par une faille, ou, ce qui revient au même, par un pli monoclinal... Dans les monts Uinta, nous trouvons une répétition du type des Park Mountains sur une grande échelle ; c'est un bloc un peu plus large que les massifs cristallins du Colorado, mais dont la structure ne présente d'ailleurs aucune différence essentielle[1]. »

L'on a admis que ces massifs ou « blocs » orographiques avaient

Rep. U. S. Survey Terr. for 1876, p. 3-59, 1878 ; voir surtout p. 41, 46 et 51). [Voir aussi C. A. White, *On the Geology and Physiography of a portion of Northwestern Colorado and adjacent parts of Utah and Wyoming* (9th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1887-88, p. 677-712, carte, 1890).]

1. C. E. Dutton, *Report on the Geology of the High Plateaus of Utah* (Powell, U. S. Geogr. and Geol. Survey Rocky Mountain Region, in-4° et atlas, 1880, p. 47 et suiv.). [Voir

dû être poussés verticalement de bas en haut; je reviendrai sur cette question tout à l'heure. —

Vers l'ouest, la hauteur des monts Uinta diminue, le sommet du pli qui, plus à l'est, était du côté du nord, recule vers le centre de la chaîne; graduellement, les couches de la lisière nord et celles de la lisière sud viennent se raccorder en décrivant une courbe, comme si la voûte elle-même allait disparaître en profondeur; et, au point précis où la bande jurassique vient se refermer en enveloppant l'extrémité occidentale du massif, une traînée trachytique transversale vient masquer les affleurements. C'est le trachyte de Provo Valley[1].

Monts Wasatch et chaînons du Snake River. — Nous arrivons maintenant à une haute chaîne toute différente, la chaîne des monts Wasatch, dont l'escarpe occidentale domine, à l'est, le Grand Lac Salé et le lac d'Utah.

Au point de vue tectonique, on peut y distinguer trois massifs distincts : le premier correspond à la partie septentrionale de la chaîne, à peu près jusqu'à la latitude de Salt Lake City; le second est formé par le groupe du Lone Peak, au nord du lac d'Utah, et les sommets qui l'avoisinent au sud; le troisième, dont la structure est tout autre, est le massif du mont Nebo.

Le Wasatch septentrional est constitué par un manteau de couches paléozoïques fortement disloquées plongeant au nord-est, à l'est et au sud-est et sous lequel apparaissent, le long de la fracture terminale, des gneiss et d'autres roches archéennes; ces roches anciennes forment en outre les îles adjacentes, au milieu du Grand Lac Salé. Le second groupe est caractérisé par le massif granitique du *Lone Peak* qui, entouré d'une auréole archéenne et paléozoïque, s'élève jusqu'à 11 295 pieds [3 432 m.] d'altitude; comme le tronçon précédent, il est incomplet du côté de l'ouest, son prolongement naturel s'étant effondré. Au sud, les couches paléozoïques se poursuivent le long du lac d'Utah, en formant une crête dont les sommets dépassent 11 000 pieds [3 350 m. environ], et la faille se subdivise en deux cassures parallèles. A l'est du Lone Peak surgit, au milieu des couches carbonifères, un second massif granitique, le Clayton Peak. Enfin, le troisième tronçon du Wasatch,

aussi C. E. Dutton, *Mount Taylor and the Zuñi Plateau* (6th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1884-85, p. 191-198, 1886).]

1. S. F. Emmons, *Green River Basin* (dans Clarence King, *Report 40th Parallel*, II, p. 191, 254); *West Uinta Range* (Ibid., p. 311 et suiv.); atlas, feuille n° II.

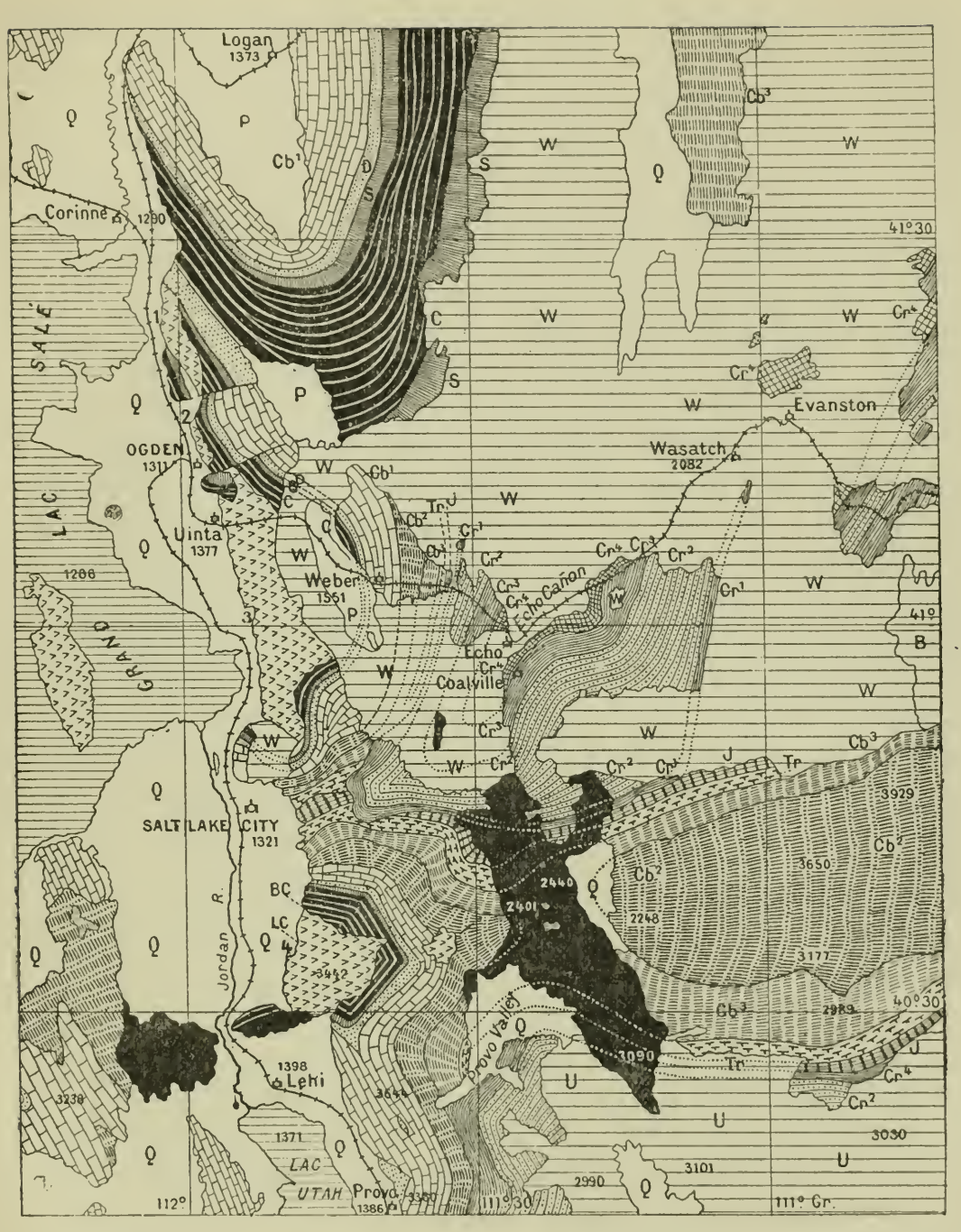


Fig. 107. — Carte géologique des Monts Wasatch, d'après Dana et la Commission du 40e Parallèle. — Échelle de 1 : 1.250.000.

Q = Quaternaire.
P = Pliocène.
U = Uinta. } Terrain Éocène.
B = Bridger.
W = Wasatch.
Cr^4 = Laramie. } Terrain Crétacé.
Cr^3 = Fox Hills.
Cr^2 = Colorado.
Cr^1 = Dakota.
J = Jurassique.
Tr = Trias (*Red Beds*).

Cb^3 = Permien et Houiller supr. } Terrain Carbonifère.
Cb^2 = *Weber Quartzite.*
Cb^1 = Calcaire Carbonifère.
D = Dévonien.
S = Silurien.
C = Cambrien.
1,2,3,4 = Archéen et Granite.
BC = Big Cottonwood Cañon.
LC = Little Cottonwood Cañon.
Les roches volcaniques récentes (Trachyte) sont figurées en *noir plein*.

le *Mont Nebo*, représente un anticlinal qui est également rompu; mais, cette fois c'est l'aile orientale, et non plus l'aile occidentale comme dans le nord de la chaîne et au Lone Peak, qui a disparu dans la profondeur, laissant en saillie une muraille abrupte tournée vers l'est[1].

Le noyau granitique du Lone Peak a été l'objet d'importantes discussions. On l'a d'abord considéré comme un culot éruptif, et Zirkel en a décrit la roche comme un granite éruptif récent[2]. Mais la manière dont les différents termes de la série paléozoïque viennent buter contre la surface fortement inclinée du granite a conduit Clarence King, le principal explorateur de la région, à l'idée que ce noyau représente le dernier reste d'un continent ou d'un îlot très ancien, pré-paléozoïque; cette hypothèse a exercé une profonde influence sur la conception que l'on s'est faite du mode de formation de cette grande chaîne. Or, d'après Geikie, qui a visité la localité, et dont l'opinion est partagée par Whitney, le Lone Peak serait bien réellement un culot éruptif récent, post-carbonifère tout au moins[3] : Geikie s'appuie sur l'absence de fragments ou de cailloux de granite dans les terrains sédimentaires qui le recouvrent en apparence, et surtout sur la transformation du calcaire en marbre blanc, ainsi que sur les nombreux filons de porphyre granitique que l'on observe autour du massif. L'auréole de gîtes métallifères nobles qui entoure le second massif, celui du Clayton Peak, vient confirmer cette manière de voir, et M. le professeur Reyer m'apprend qu'il a trouvé au contact, dans ce district minier, de la vésuvienne. Le Lone Peak et le Clayton Peak joueraient donc le même rôle, sur les bords du Grand Lac Salé, que l'Adamello ou Predazzo.

La partie septentrionale des monts Wasatch confine au nord-est à un large synclinal paléozoïque, formant la dépression de Cache Valley; puis vient un faisceau très serré de chaînons mésozoïques, qui s'étendent jusqu'à la chaîne des Tétons et dont la

1. Clarence King donne une intéressante description des deux premiers groupes (*Report 40th Parall.*, I, p. 44 et suiv., p. 154, 745, et atlas, feuille n° III, moitié orientale); voir aussi Emmons, Ibid., vol. II, p. 340 et suiv., et Howell, dans Wheeler, *Rep. 100th Merid.*, vol. III, p. 233 et suiv. [La figure ci-jointe, réduite d'après la carte originale de la Commission du 40e parallèle, est empruntée à J. D. Dana, *Rocky Mountain Protaxis and the Post-Cretaceous Mountain-making along its course* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XL, 1890, p. 181-196, carte, p. 189); voir aussi C. R. Van Hise, *Correlation Papers-Archean and Algonkian*, 1892, p. 289-295 et 297-299; S. F. Emmons, *The Wasatch Mountains* (*Geological Guide Book of the Rocky Mountain Excursion*, 1893, p. 381-391).]

2. F. Zirkel, *Microscopic Petrogr.* (*Report 40th Parall.*, vol. VI, p. 50, 58).

3. A. Geikie, *On the Archaean Rocks of the Wahsatch* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XIX, 1880, p. 363-367); J. D. Whitney and M. E. Wadsworth, *The Azoic System and its proposed Subdivisions* (Bull. Mus. Comp. Zool. Cambridge, VII, 1884, p. 499-511).

planche IV ne peut malheureusement donner qu'une idée très incomplète. Ces chaînons remarquables ont été décrits par St. John et par Peale[1]; ils correspondent à une série de vrais plis anticlinaux et synclinaux, découpés par un certain nombre de grandes failles longitudinales. Chacun de ces plis se dirige d'abord du S. au N., s'infléchit ensuite vers le N.W. et vient enfin disparaître sous la vaste nappe basaltique des plateaux du Snake River. Ainsi, ces chaînons sédimentaires décrivent exactement la même courbe que les branches puissantes des Montagnes Rocheuses dans leur virgation multiple, et le plus septentrional de tous, le Snake River Range, vient s'appuyer au sud de la chaîne des Tétons contre le flanc sud-ouest de la chaîne des Gros-Ventres, que nous avons déjà indiquée comme étant le prolongement de la chaîne du Wind River.

Dans le Caribou Range, dirigé N.W. et qui vient immédiatement au sud-ouest du Snake River, on observe un vrai pli renversé, comme ceux qui résultent du jeu des pressions latérales. De même que dans l'exemple des Elk Mountains, dont la structure est d'ailleurs si différente, le renversement est dirigé vers le sud-ouest.

Plateau du Colorado et Hauts Plateaux de l'Utah. — Le plateau du Colorado est limité à l'est par les Montagnes Rocheuses et au nord par les monts Uinta. A l'ouest, vient immédiatement ce curieux pays des Hauts Plateaux de l'Utah, dont nous avons déjà fait connaître les multiples et profondes cassures. Ces plateaux sont eux-mêmes bordés vers l'ouest par de grandes failles : à la Hurricane Fault, par exemple (voir ci-dessus, p. 167, fig. 24), en amont du Rio Virgen, le rejet, d'après Dutton, atteint au moins 12000 pieds [3650 m. environ]; l'amplitude de la dénivellation diminue vers le sud; bientôt cette faille est remplacée du côté de l'ouest par la Grand Wash Fault, qui traverse le Colorado au débouché du Grand Cañon et présente en ce point un rejet de plus de 5000 pieds [1500 m.].

Au sud du Colorado, la tête de cette faille, qui regarde vers l'ouest, tourne au S.E. dans la direction des Aubrey Cliffs. Au delà de cette ligne de falaises, on peut donner pour limite à la région considérée les vastes champs de laves qui, de la chaîne des

1. St. John, *Report on the Geological Field-Work of the Teton Division* (Hayden, 11th Ann. Rep. Survey Terr. for 1877, p. 323 et suiv. : lat. 43°-44°15', long. 109°-112°15' Gr.); A. C. Peale, *Report on the Geology of the Green River District* (Ibid., p. 509 et suiv.: lat. 41°45'-43°, long. 109°-30'-112° Gr.); carte géol. jointe au 12th Ann. Report for 1878, I.

monts Mimbres jusqu'aux monts Mogollon, occupent les frontières de l'Arizona et du Nouveau-Mexique[1]; une de leurs ramifications s'étend au N.N.E. jusqu'au mont Taylor, au delà du Fort Wingate; une autre dépasse notablement au N.W. la latitude des monts Mogollon et se dirige vers l'extrémité inférieure du Grand Cañon par le groupe volcanique du San Francisco, qui atteint 12 794 pieds [3 900 m.] d'altitude.

C'est dans cette région que les diverses branches du Colorado viennent se réunir en une artère unique; le fleuve s'y encaisse de plus en plus dans les bancs presque horizontaux d'une série de terrains où le Carbonifère joue le rôle principal[2], pour s'engager, au sud du Kaibab, à 6000 pieds [1 800 m. environ] de profondeur au-dessous de la surface du plateau, dans la vallée d'érosion la plus grandiose qu'il y ait au monde. Le Grand Cañon se termine à la faille du Grand Wash, au delà de laquelle le sol s'abaisse brusquement de plusieurs milliers de pieds.

Marcou, Newberry, Powell et surtout Gilbert, dans d'excellents travaux, nous ont fait connaître cette contrée; pour les Hauts Plateaux de l'ouest et le Grand Cañon, nous avons en outre les deux monographies si instructives dont Dutton a enrichi la littérature géologique[3].

Les plateaux du Colorado et les tables surélevées de l'Utah, qui leur font suite, sont caractérisés par une extrême sécheresse; il n'y a pas la moindre parcelle d'humus sur des espaces immenses, et la végétation est des plus pauvres, quand elle n'est pas complètement absente. Aussi tous les voyageurs sont-ils unanimes à déclarer que, dans aucune autre partie du globe, on ne peut observer avec autant de facilité les moindres détails de la structure géologique. Au fond du Grand Cañon apparaissent des couches

[1. Voir C. E. Dutton, *Mount Taylor and the Zuñi Plateau*, p. 119 et suiv., carte, pl. XII.]

[2. Sur la succession des couches dans le Grand Cañon du Colorado, voir C. D. Walcott, *Pre-Carboniferous Strata in the Grand Cañon of the Colorado, Arizona* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXVI, 1883, p. 437-442 et 484); Fr. Frech, *Section in Congress Canyon opposite Point Sublime* (Congrès géol. international, Compte rendu, 5e session, Washington, 1891, p. 476-481); *Das Profil des Grossen Colorado-Cañon* (Neues Jahrb. f. Min., 1895, II, p. 153-156, pl. III); voir aussi les récents mémoires de Walcott, indiqués ci-dessous, p. 772, note 1.]

3. G. K. Gilbert, *The Colorado Plateau Province as a field for Geological Study* (Amer, Journ. Sc., 3d ser., XII, 1876, p. 16-24 et 85-103); et surtout les rapports de Gilbert, Marvine et Howell (*in* Wheeler, Geogr. Surveys West of the 100th Merid., vol. III, 1875); voir aussi C. E. Dutton, *Report on the Geology of the High Plateaus of Utah*, in-4°, 1880 (Powell, U. S. Geogr. and Geol. Survey of the Rocky Mount. Region); et *Tertiary History of the Grand Cañon District* (U. S. Geol. Survey, Monograph II, 1882), in-4° et atlas.

archéennes et siluriennes en bancs redressés[1]; leurs tranches sont arasées suivant une surface horizontale qu'on peut suivre sur des kilomètres; par-dessus, et en discordance[2], viennent les puissants dépôts de l'époque carbonifère, auxquels succèdent, en parfaite concordance, tous les terrains jusqu'aux formations tertiaires lacustres. La série présente, il est vrai, des lacunes, mais, à partir de la base du Carbonifère, les couches se recouvrent sans la moindre différence d'inclinaison. Cette série est essentiellement celle que nous avons déjà rencontrée dans tout l'Ouest. Les dépôts crétacés se prolongent depuis les Hauts Plateaux de l'Utah, par le pays des Moquis Pueblos et Fort Defiance, jusqu'au Texas; et Dutton suppose même qu'entre le 34e et le 37e parallèle ils sont continus d'un océan à l'autre[3]. —

En me référant à ce qui vient d'être dit sur les idées des principaux géologues américains quant au mode de formation des Montagnes Rocheuses, je vais maintenant essayer de comparer les résultats qui se dégagent de l'examen de cette contrée si intéressante avec les vues auxquelles on a été conduit en Europe, en étudiant la structure des montagnes qui, à mon sens, ressemblent le plus aux plateaux du Colorado et aux massifs leur servant de bordure.

Dans ce but, rebroussons chemin encore une fois vers le nord et le nord-est, et revenons à la structure des monts Uinta.

La voûte des monts Uinta s'élève à 10-11 000 pieds [3 000-3 350 m.] et atteint 13 694 pieds [4 173 m.] au point culminant. Elle est traversée de part en part par le Green River. Du côté du nord, au point où le fleuve pénètre dans la chaîne, le pied des versants est à peine à 6000 pieds [1 800 m. environ] d'altitude; au

[1. Sur les terrains précambriens du Grand Cañon du Colorado, voir C. D. Walcott, *Algonkian Rocks of the Grand Canyon of the Colorado* (Journal of Geol., III, 1895, p. 312-330, carte); *Pre-Cambrian Igneous Rocks of the Unkar Terrane, Grand Canyon of the Colorado, Arizona* (14th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1892-93, part 2, p. 497-524, carte, 1894).]

[2. Voir le beau dessin de W. H. Holmes, dans Dutton, *Tertiary History of the Grand Cañon District*, 1882, texte, pl. XXXV.]

[3. Les données relatives à une communication directe des deux océans à l'époque crétacée, par le Mexique, sont assez contradictoires : en effet, tandis qu'on connaît depuis longtemps la présence d'un Crétacé inférieur avec le faciès du Texas à Arivechi, dans le Sonora, prés du Pacifique (voir ci-dessous, p. 789), on vient de signaler à Catorce, province de San Luis Potosi, non loin de l'Atlantique, une faune jurassique supérieure ou crétacée inférieure de type franchement californien ou boréal (*Aucella*, etc.); A. del Castillo y J. G. Aguilera, *Fauna fossil de la Sierra de Catorce, San Luis Potosi* (Bull. Comision Geol. de Mexico, n° 1, 1895). Il est probable que des transgressions se sont produites successivement, de part et d'autre, sans que la barrière intermédiaire ait jamais disparu d'une façon complète (T. W. Stanton, Journal of Geol., III, 1895, p. 858-861).]

sud, quand il la quitte, le sol est à un peu plus de 5 000 pieds [1 525 m. environ]. La voûte elle-même est constituée par des couches carbonifères[1]; si l'on replace par la pensée au-dessus de son axe l'ensemble des terrains plus récents qui n'affleurent plus aujourd'hui, en bancs redressés, que sur les bords, au nord et au sud, on obtiendra une altitude d'environ 30 000 pieds [plus de 9 000 m.], d'après l'évaluation de Powell. Néanmoins, Powell n'en attribue pas moins à de vrais affaissements plusieurs des accidents les plus importants de la région, dans le Yampa Plateau et le Brown's Park, par exemple, ainsi qu'il le déclare lui-même d'une manière expresse[2].

Mais la question décisive, c'est de savoir si les montagnes se sont réellement soulevées ou si ce sont les régions adjacentes qui se sont affaissées.

Reportons-nous encore une fois au travail dans lequel White traite des relations qui existent entre les monts Uinta et les Montagnes Rocheuses[3].

Entre l'Uinta et l'extrémité du Sawatch se dressent, comme des jalons intermédiaires, les deux massifs paléozoïques de Junction Peak et de Yampa Peak. L'extrémité orientale de l'Uinta est entourée par une muraille de bancs redressés, mais bientôt ces couches redeviennent horizontales; une seconde muraille analogue enveloppe le Junction Peak, et une troisième le Yampa Peak. Ces montagnes sont formées, comme l'Uinta, par le Carbonifère, et leur bordure est mésozoïque. Le Junction Peak mesure à peu près 20 kilomètres de long sur $6^{km},5$ de large; l'amplitude de la dislocation, entre le sommet et la base, est évaluée à 8 000 pieds [2 440 m. environ]; le Yampa Peak est un peu plus petit, mais la dénivellation est peut-être un peu plus considérable. White les compare à des chevilles que l'on enfoncerait dans une plaque de tôle et dont elles relèveraient les bords, mais sans vouloir se prononcer sur la question de savoir si la dislocation s'est réellement produite de bas en haut ou de haut en bas.

Au sud de ces montagnes, plusieurs dislocations courent dans une direction qui indique le raccord entre l'Uinta et le Sawatch;

[1. Voir ci-dessus, p. 762, note 2.]

2. Powell, *Geology of the Uinta Mountains*, p. 176, 203, 208

3. C. A. White, *Report on the Geology of a portion of N. W. Colorado* (Hayden, 10th Ann. Rep. Survey Terr. for 1876, p. 5-60; voir surtout p. 40-51). La note de la page 41 est ainsi conçue : « En me servant des mots *uplift* et *upthrust*, je n'entends pas exprimer par là d'opinion quant au sens absolu du mouvement que les couches ont subi en se disloquant, soit de bas en haut, soit de haut en bas. »

la plus remarquable est la Midland flexure, que nous avons déjà signalée; ce grand pli monoclinal entoure d'abord la lisière méridionale des monts Uinta, enveloppe extérieurement le Yampa Plateau, qui leur sert d'annexe, et traverse en décrivant une vaste courbe le White River; sous le nom de Grand Hogback Flexure, il se rapproche ensuite des avant-monts occidentaux du Sawatch[1] et vient finalement se confondre avec le flanc sud-ouest du grand renversement des Elk Mountains (p. 212-215, fig. 38-40).

Cette flexure, dont le développement total atteint 300 kilomètres entre les monts Uinta et les Elk Mountains, enveloppe ainsi, dans son tracé en arc de cercle, toute la partie nord-est des plateaux du Colorado; les couches s'y inclinent toujours vers le sud, le sud-ouest ou l'ouest, c'est-à-dire des montagnes vers les régions moins élevées,

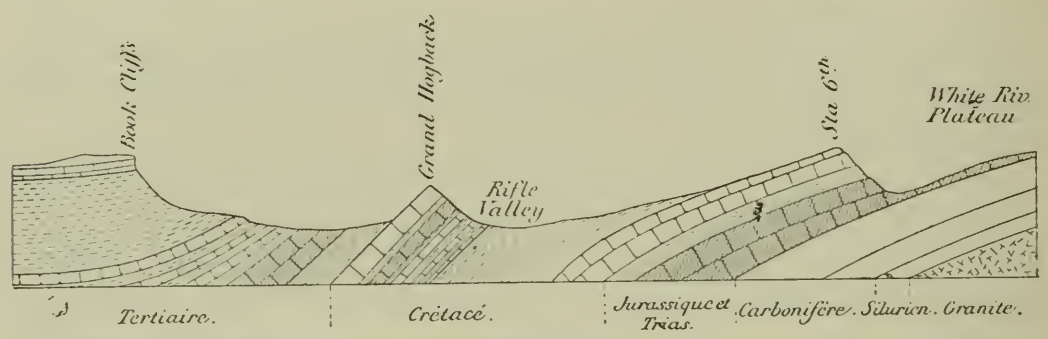


Fig. 108. — Coupe du Grand Hogback (Colorado), d'après F. M. Endlich (10th *Ann. Rept. U. S. Geol. and Geogr. Survey of the Territories for* 1876, pl. IV, p. 74).

et elle est jalonnée sur presque toute sa longueur par des *Hogbacks*, c'est-à-dire des arêtes saillantes formées par la tranche des couches redressées.

D'après ce qui a été dit plus haut (p. 161 et suivantes) au sujet des mouvements de la croûte extérieure de notre planète, il m'est impossible de voir dans cette flexure autre chose que le témoignage de l'affaissement du vaste territoire situé au sud et à l'ouest. Le renversement des Elk Mountains rentrerait donc dans la série de ces cas de « poussée au vide » dont nous avons signalé en Europe plusieurs exemples. Les auréoles de couches redressées qui entourent de leurs courbes fermées Junction Peak, Yampa Peak et tous les autres grands massifs, ne permettent pas, d'ailleurs, d'autre explication : elles représentent autant de flexures bordières; dès lors, les montagnes qu'elles circonscrivent deviennent comparables à nos

[1. Voir le panorama du Grand Hogback (pl. V, fig. 2); une coupe détaillée est jointe à l'original. Voir aussi S. F. Emmons, *Geological Guide Book of the Rocky Mountain Excursion*, p. 407-410.]

horsts d'Europe, à la Forêt-Noire, au Morvan, à la Cima d'Asta, etc. Les hogbacks ne sont que l'amorce des couches, entraînées verticalement le long des cassures, et je n'hésiterais pas à assimiler la Midland Flexure à une ligne périphérique, dans le sens où cette expression a été précédemment définie. Je proposerais donc de substituer à la comparaison avec une cheville que l'on enfoncerait dans une plaque de tôle (White), la suivante : un piquet, entièrement immergé, est planté sur le bord d'un étang; l'étang se recouvre d'une couche de glace, le niveau de l'eau baisse, la couche de glace se brise et le piquet devient visible. De grandes plaines peuvent s'être affaissées; dès que leur support cède, elles obéissent à la pesanteur. Mais nous ne connaissons pas de force qui soit capable de soulever inégalement et isolément des massifs montagneux situés côte à côte.

Sans doute, la conséquence à laquelle conduit cette hypothèse, à savoir que la contrée tout entière se serait trouvée jadis à 30 000 pieds [plus de 9 000 m.] au-dessus du niveau actuel de la mer, peut être un sujet d'étonnement; mais cette impression n'a rien de décisif; on arriverait à des chiffres tout aussi extraordinaires, si l'on restituait aux horsts d'Europe leur couverture sédimentaire originelle, la série stratigraphique des Alpes Méridionales par exemple, dans le cas de la Cima d'Asta.

Pour compléter ce que je viens dire, j'emprunterai à Emmons les considérations suivantes, très importantes au point de vue de l'interprétation de certaines particularités offertes par le tracé des cours d'eau [1].

Le Green River vient, depuis la région tertiaire située au nord, s'engager à angle droit dans la masse des monts Uinta; la vallée, qui décrit de nombreux méandres, est établie dans des quartzites très durs, où elle atteint jusqu'à 3 000 pieds [900 m. environ] de profondeur. Après avoir traversé le Red Cañon, le fleuve atteint la plaine dans le bassin d'effondrement du Brown's Park; mais, au lieu d'y poursuivre son cours, il rentre dans la région montagneuse et franchit dans le Cañon de Lodore la partie méridionale de l'Uinta. Or, Emmons montre que, sur le versant nord de la chaîne, on peut suivre les anciens rivages des lacs tertiaires jusqu'à une altitude de 10 000 pieds [plus de 3 000 m.]. De même, le Junction Peak, montagne isolée dont il a déjà été question, est traversé dans une gorge profonde par le Yampa, et cette rivière franchit aussi la partie

1. S. F. Emmons, *Green River Basin* (dans Clarence King, *Report Geol. Exploration 40th Parallel*, II, 1877, p. 197).

septentrionale du Yampa Peak. Pourquoi les cours d'eau ne suivent-ils pas de préférence les dépressions tertiaires? Ici encore, des couches tertiaires horizontales couronnent le Yampa Peak. Le tracé du Green River par-dessus la chaîne des monts Uinta était déjà fixé quand le niveau des lacs tertiaires atteignait sa plus grande hauteur, et le fleuve a dû couler jadis à une altitude de plus de 9000 pieds [2750 m. environ] ; de même, dit Emmons, il est clair que le tracé passant par Junction Peak et Yampa Peak a été choisi à une époque où ces deux massifs de roches dures étaient encore enterrés sous un manteau discordant de couches tertiaires[1]. —

Quittons enfin les avant-monts de l'Uinta pour descendre sur les régions plus basses, en jetant au passage un regard sur les longues rangées de murailles qui bordent le pied de la chaîne. Chacune des divisions de la série stratifiée redevient horizontale à une faible distance des flexures, s'étale ainsi vers la plaine et vient se terminer par une falaise continue présentant l'apparence d'un mur. Ces falaises successives ne sont pas en relation avec des failles, mais résultent d'un mode particulier d'érosion latérale : la tranche des couches est attaquée et détruite, les différents étages reculent de plus en plus, et le pays tout entier prend ainsi l'aspect d'une série de gradins superposés, que séparent des escarpements abrupts, comme dans le Sahara oriental. Les couches inférieures affleurent au voisinage du Colorado. Dutton évalue à 10000 pieds en moyenne [plus de 3000 m.] l'épaisseur des couches que l'érosion a fait disparaître.

Sur cette plaine s'élèvent au sud les groupes de laccolithes formant les Sierras San Miguel, Carriso, Abajo et, plus à l'ouest, les monts Henry (p. 192 et suiv., et pl. I, fig. 1) ; en se dirigeant vers le bord occidental de cette région basse, on rencontre d'abord un dôme rasé, de forme ovale, rappelant en petit, dans une certaine mesure, l'accident des Black Hills du Dakota, posté en avant des Montagnes Rocheuses. Ce dôme est contigu à la première des flexures qui relèvent le niveau général du sol, la Waterpocket Flexure (15, fig. 24, p. 167).

Cette flexure marque le commencement des Hauts Plateaux de l'Utah, dont la partie méridionale est traversée par le Grand Cañon.

[1. S. F. Emmons a de nouveau insisté sur cette conclusion en 1890 (*Orographic Movements in the Rocky Mountains*, p. 251). On sait que, d'autre part, Powell, Dutton et White ont admis que l'établissement du tracé du Green River était antérieur à la surrection même des monts Uinta; mais W. M. Davis a montré, par des arguments d'ordre topographique, le peu de solidité de cette hypothèse (*The Rivers of Northern New Jersey*, National Geogr. Magazine, II, 1890, n° 2, p. 20-23).]

Les géologues qui ont parcouru cette région la décrivent comme étant un vrai pays des merveilles, au point de vue de l'incomparable grandeur du paysage, de la clarté et de la simplicité de la structure, des colorations bariolées et étranges des roches ; en tout cas, il n'y a que bien peu de contrées dont nous possédions des descriptions aussi magistrales ; l'excellence de ces travaux, qui laissent dans l'esprit du lecteur une impression si vive, me servira peut-être d'excuse si les conclusions que je me permets d'en tirer, sans avoir personnellement visité le pays, diffèrent de celles que l'on trouve formulées dans ces documents eux-mêmes. Comme la plupart de ses prédécesseurs, Dutton admet, dans ses derniers ouvrages, que les voussoirs compris entre deux failles, tels que le horst du Kaibab, par exemple (entre 6 et 7, 8, fig. 24), ont été réellement *soulevés* ; je considère au contraire l'état de choses actuel comme le résultat d'un affaissement inégal vers l'intérieur du globe.

On a déjà vu comment ces grandes lignes de dislocation divergent à partir des Wasatch et du mont Nebo (p. 166) ; Dutton fait remarquer que ces lignes sont toutes plus ou moins convexes vers l'ouest ; plusieurs indices, et en particulier la nature de quelques-unes des couches mésozoïques, conduisent à admettre l'existence d'un continent mésozoïque plus à l'ouest, sur l'emplacement actuel des Basin Ranges, dans l'ouest de l'Utah et certaines parties du Nevada ; et ces accidents dessinent d'une manière générale la bordure de ce continent. D'autre part, leur tracé rappelle si bien celui de la Midland-Great Hogback Flexure, au pied de l'Uinta et des Montagnes Rocheuses, qu'on peut se croire autorisé à voir dans cet ensemble de flexures, qui entourent le plateau du Colorado depuis le Grand Cañon jusqu'aux Elk Mountains, un système de lignes de dislocations périphériques, au même titre que l'on a parlé ci-dessus d'une ligne périphérique de la mer Tyrrhénienne, par exemple. Les horsts tels que le Kaibab seraient peut-être de simples coins, pincés entre deux cassures convergeant en profondeur.

Pour ce qui est de la disposition relative de chacun des plateaux et des différents accidents qui les séparent, je renverrai le lecteur à la description qui en a été donnée dans la première partie de cet ouvrage ; on a déjà vu comment la Hurricane Fault (2, fig. 24) acquiert sur le Rio Virgen un rejet vertical considérable, dont l'amplitude diminue ensuite, à l'approche du Grand Cañon, en même temps que le rejet de la Grand Wash Fault (1, fig. 24) augmente, — phénomène qui a été retrouvé par Mojsisovics dans les

failles d'affaissement des Alpes Méridionales. Une zone de petits voussoirs, encadrée entre deux cassures principales, — disposition produite par le morcellement du fond d'un *fossé* (Graben), — a été représentée dans la figure 27 (p. 171).

Les failles ne sont pas toutes du même âge, mais plusieurs d'entre elles ont rejoué à différentes reprises. D'après Dutton, la faille orientale du Kaibab serait parmi les plus anciennes[1].

Les observations sur la manière dont la faille de Toroweap (3, fig. 24) traverse le Grand Cañon sont très instructives (fig. 109).

Dans cette région, le Grand Cañon comprend deux étages. La dépression supérieure, large de 8 à 9 kilomètres, est bordée par des escarpements atteignant 2000 pieds [600 m.] de hauteur ; à leur pied s'étend une surface à laquelle Dutton donne le nom d' « Esplanade », et dans laquelle est entaillée une seconde dépression, le Cañon proprement dit ; cette gorge intérieure se creuse de 3000 pieds [900 m. environ], et sa largeur, mesurée d'un bord à l'autre, ne dépasse pas 3500 à 4000 pieds [1100-1200 m. environ]. Au sommet des tables qui circonscrivent le Grand Cañon apparaissent les traces de nombreuses éruptions basaltiques ; il y a des nappes anciennes, et plus de cent cônes de cendres grands et petits, dont l'âge est beaucoup plus récent ; ces cônes ne sont pas limités, d'ailleurs, à la surface du plateau : quelques-uns gisent dans le Cañon, sur l'esplanade intérieure ; et l'on voit, çà et là, les sombres amas de scories d'une coulée basaltique récente plonger vers l'abîme par-dessus les rocs crénelés de ses parois[2].

Les cônes d'éruption reposent sans loi apparente sur la plateforme paléozoïque, où ils forment des traînées plus ou moins longues ; on ne les rencontre qu'exceptionnellement sur le trajet d'une des grandes lignes de dislocation. Le cône de cendres, haut de 580 pieds [176 m.], que Dutton a appelé le « Trône de Vulcain », constitue une de ces exceptions : ce volcan est situé sur le bord intérieur de l'esplanade, à l'intersection même de la faille de Toro-

[1. Cet accident fournit un exemple remarquable de la répétition des mouvements aux mêmes places, à travers presque toute la durée des époques géologiques. D'après C. D. Walcott, il s'est produit d'abord une faille, abaissant en profondeur, vers l'ouest, les terrains pré-cambriens ; vers la fin de l'ère paléozoïque apparut une flexure, dont le regard était en sens inverse ; enfin, pendant les temps tertiaires, prit naissance le pli monoclinal actuel et la grande faille qui l'accompagne (*Study of a line of displacement in the Grand Cañon of the Colorado, in Northern Arizona*, Bull. Geol. Soc. of America, I, 1889, p. 49-64, coupes ; voir aussi les deux mémoires cités plus haut, p. 772, note 1).]

2. Dutton, *Tertiary History of the Grand Cañon District*, pl. XIX ; en un point, ces coulées ont même barré le Colorado sur une hauteur de 400 pieds [120 m.], jusqu'à ce que le fleuve ait reconquis son ancien lit (Ibid., p. 25).

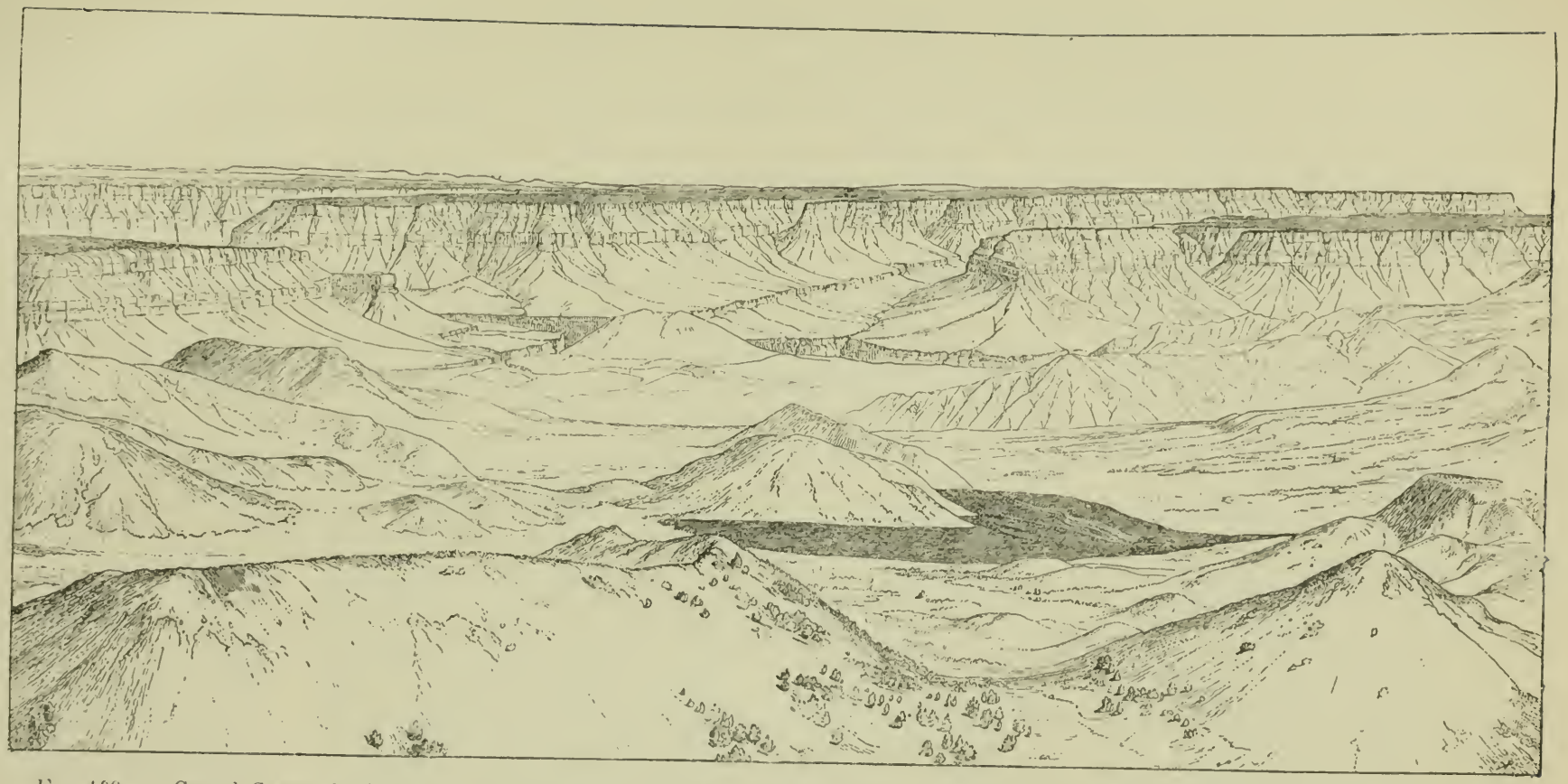


Fig. 109. — Grand Cañon du Colorado. Vulcan's Throne et la faille de Toroweap. Vue prise du Mont Trumbull, d'après W. H. Holmes (Dutton, *Tertiary History of the Grand Cañon District*, 1882, Atlas, pl. IX).

weap. Le rejet vertical de cette faille, dont le regard est à l'ouest, atteint 600 à 700 pieds [200 m. environ]; aussitôt, la profondeur de la gorge diminue en proportion, comme d'ailleurs l'altitude de tout le pays environnant. Dutton dit en parlant de cette faille: « Tout semble aussi propre et aussi net que si cela avait été coupé à la scie, et qu'on eût ensuite appliqué, en les rapprochant, les deux parois l'une contre l'autre[1]. » Sur l'esplanade, elle coupe avec une égale netteté un certain nombre de coulées basaltiques. La succession des événements est donc impossible à méconnaître. C'est ainsi que la nature écrit sa propre chronologie, et il est bien permis d'envier le sort des observateurs qui sont appelés à lire cette histoire dans l'original.

Mais le mode d'ascension des basaltes par d'étroites cheminées, dont la coupe est souvent visible sur une grande hauteur dans le cañon, et la manière dont les cônes de cendres se sont accumulés en grand nombre au sommet, en donnant naissance à des coulées, et sans que les laves se refroidissent le long des parois, ne rappellent guère ce qui se passe dans les éruptions normales de l'Etna ou des îles Lipari. On pense involontairement à l'injection d'un liquide coloré dans une préparation anatomique, et l'on est ainsi conduit à une idée, qui, d'ailleurs, a déjà été exprimée plus d'une fois en présence d'exemples analogues, c'est que l'affaissement des grands voussoirs de l'écorce terrestre déterminerait une injection de ce genre, ou, tout au moins la faciliterait puissamment[2].

Mais cela suppose que les voussoirs se sont réellement affaissés, et non pas que les horsts auraient été soulevés par une force inconnue. On s'explique d'ailleurs aisément, dans l'exemple actuel, pourquoi ces dislocations ont été regardées, en général, comme résultant d'un soulèvement. Le Kaibab Plateau, qui est formé de terrain carbonifère, arrive à l'altitude de 9 300 pieds [2 830 m. environ]; en y ajoutant l'épaisseur des couches mésozoïques, et peut-

1. Dutton, *Tertiary History of the Grand Cañon District*, p. 93.

2. F. Pošepný, *Geologisch-Montanistische Studie der Erzlagerstätten von Rézbánja, herausgegeben von der Ungar. Geol. Gesellschaft*, in-8°. 1874, p. 190 : « Comment pourrait-on s'expliquer la présence des filons de grünstein relativement minces, mais allongés, qui pénètrent dans toutes les fentes de terrain et englobent des fragments minces et pointus de la roche encaissante, autrement qu'en supposant que la masse pâteuse a été poussée dans les fentes préexistantes par la pression des roches surincombantes? Chacun des districts métallifères possède son noyau principal de roches éruptives, lesquelles ont été pressées lors de l'affaissement, dont elles indiquent pour ainsi dire l'amplitude. » Dutton dit de même (*Geology of the High Plateaus of Utah*, p. 130) : « Un examen attentif des détails des éruptions volcaniques laisse l'impression que les laves sont poussées au dehors par le poids des roches superposées aux réservoirs qui les renferment, et que leur sortie n'est qu'un problème d'hydrostatique de l'ordre le plus simple. »

être aussi celle des dépôts tertiaires les plus anciens, on arrive à des chiffres qui ne le cèdent guère à ceux que Powell a obtenus dans sa restauration idéale des monts Uinta. Dès lors, à ce qu'il semble du moins, on manque de tout point de repère pour se rendre compte de ce que deviendraient les choses au sud et à l'est, et le niveau des eaux se trouverait dépasser de beaucoup le sommet des montagnes actuelles. Nous aurons à revenir sur des questions de ce genre, et j'espère pouvoir montrer alors qu'il y a lieu de rectifier plus d'une opinion généralement répandue, en ce qui concerne la position du niveau de la mer, aux époques antérieures à la nôtre; d'ores et déjà, on peut dire que plusieurs hypothèses également admissibles se présentent — par exemple celle d'une voûte de grande amplitude, dont la production résulterait du jeu des pressions tangentielles, se détachant de sa base de manière à laisser un vide fort large, que rempliraient les laves ainsi allégées, une *macula*, suivant l'expression de Dutton, le toit s'effondrant ensuite et les différents voussoirs tombant côte à côte à une profondeur inégale[1]. En tout cas, il y a deux faits auxquels on ne saurait faire violence : le premier, c'est que l'on possède, dans d'autres pays de failles ou de flexures, la preuve incontestable d'une descente en masse de voussoirs très étendus, sous l'influence exclusive de la pesanteur; et le second, c'est que nous ne connaissons absolument aucune force qui soit capable de pousser verticalement de bas en haut, et entre deux surfaces planes, des massifs montagneux grands ou petits, et de les maintenir dans cette situation d'une manière permanente, malgré la pesanteur.

Basin Ranges. — Cette région est très différente de la précédente. Elle est limitée vers l'est par la cassure des monts Wasatch, sur les bords du Grand Lac Salé, et vers l'ouest par le versant oriental de la Sierra Nevada. Dans cet intervalle, large de 600 à 700 kilomètres, s'élèvent de nombreux chaînons isolés, presque toujours de peu de longueur, et s'orientant à peu près N.-S. ; la manière dont ces montagnes surgissent brusquement, au milieu des plaines désertes qui leur servent de base, est très étrange[2]. Leurs versants

[1. Cette hypothèse, qui rappelle les vues d'Élie de Beaumont sur la formation de la vallée du Rhin et celles de Hopkins, a été également soutenue par J. Le Conte (*On the Origin of Normal Faults and of the Structure of the Basin Region*, Amer. Journ. Sc. 3d ser., XXXVIII, 1889, p. 257-263 ; résumé par M. Lohest, Annales Soc. Géol. de Belgique, XX, 1892-1893, p. 276-284).]

[2. Ce sont les « lost Mountains » des premiers explorateurs; vue caractéristique

Fig. 110. — Vue caractéristique des « Basin-Plains » de l'Arizona et du Nouveau-Mexique, d'après le *Report of the Mexican Boundary Commission*, 1856.

sont enterrés jusqu'à une grande hauteur sous leurs propres débris, ce qui est la conséquence du défaut d'écoulement des eaux à la mer pour une grande partie du pays. Entre les chaînons successifs s'étendent des déserts de sel, ou des steppes arides. Assurément, l'exploration du *Great Basin* est un éclatant témoignage de la persévérance et du courage de nos collègues américains.

La partie méridionale des Basin Ranges est formée, autant qu'on peut le dire dans l'état actuel de nos connaissances, par des roches archéennes et des terrains paléozoïques très pauvres en fossiles Plus au nord, là où la direction est presque exactement N.-S., la géologie paraît devenir beaucoup plus variée, comme on peut en juger par le tableau qu'en ont donné Clarence King, Hague et Emmons[1].

« La province géologique du *Great Basin*, dit King, a subi deux types différents d'action dynamique : l'un, où le facteur principal était évidemment une pression tangentielle, se traduisant par une contraction et un plissement, probablement à l'époque post-jurassique; l'autre, déterminé par des mouvements verticaux, probablement pendant la durée des temps tertiaires, et où l'on ne trouve guère de traces imputables à une pression tangentielle[2]. »

Jusqu'ici, nous avons vu dans la région du Colorado des plateaux s'effondrant; cette fois, nous arrivons à une région où l'effondrement affecte un territoire préalablement plissé. Nous avions déjà rencontré près du Bear Lake, entre les monts Wasatch et les Tétons, un faisceau de vrais chaînons de plissement, venant se perdre d'ailleurs sous les nappes de basalte du Snake River; et les monts Wasatch eux-mêmes présentent une ressemblance incontestable avec les chaînes dont nous avons à nous occuper. Dans le *Great Basin*, la force plissante s'est manifestée avec une intensité particulièrement énergique sur le bord ouest de la région, où elle a également édifié, comme nous le verrons bientôt, la Sierra Nevada tout entière. Quelques-uns des chaînons, qu'on peut suivre encore aujourd'hui sur plus de 150 kilomètres, possédaient un tracé convexe vers l'ouest. La direction des failles qui morcellent les plis est variable; toutefois le plus grand nombre vont du N. au S., et elles viennent ainsi recouper ces derniers sous des angles quelconques.

dans G. K. Gilbert, 2d Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, pl. XXXIX; ou *Lake Bonneville*, U. S. Geol. Survey, Monograph I, 1890, p. 320, pl. XXXVI.]

1. Clarence King, *U. S. Geol. Exploration of the 40th Parallel*, vol. I, p. 742 et *passim*; voir aussi les rapports de Hague et Emmons, Ibid., II, p. 469 et suiv.

2. Clarence King, Ouvr. cité, I, p. 744.

Telle est l'origine de ces tronçons de chaînes abrupts et isolés, qui occupent actuellement ce large espace, en affectant presque tous une direction voisine du méridien; et les contours en paraîtraient encore plus heurtés si de puissants épanchements de roches éruptives, et notamment de rhyolite, ne venaient bien souvent masquer les traits du relief primitif. En les examinant de plus près, on trouve que ces chaînes représentent tantôt les fragments d'un pli anticlinal, tantôt une simple crête monoclinale flanquée de produits volcaniques; ailleurs encore, on aura deux voûtes coupées en biais, avec le synclinal intermédiaire, etc. Il est évident qu'on se trouve en face d'un puissant système de plis, haché pour ainsi dire par des cassures et dont les débris se sont affaissés en profondeur. Parfois, des déplacements horizontaux se sont produits le long de ces cassures : c'est ainsi que, dans la West Humboldt Range, l'on voit un anticlinal traversé normalement à sa direction par une faille, au sud de laquelle la moitié méridionale de la chaîne se trouve rejetée de près de 8 kilomètres vers le S.E.[1]. Quant aux deux grandes fractures maîtresses qui limitent les Basin Ranges à l'est et à l'ouest, on les considère comme des « lignes de faiblesse », où les mouvements du sol se seraient reproduits à plusieurs reprises; à une époque toute récente, elles ont circonscrit chacune un grand lac, le lac Bonneville de Gilbert[2], au pied des monts Wasatch, et le lac Lahontan de King[3], au pied de la Sierra Nevada; les derniers restes de ces nappes d'eau intérieures sont le Grand Lac Salé, le lac d'Utah et le lac Sevier, à l'est; à l'ouest le groupe de cuvettes comprises entre les lacs Pyramid, Carson et Walker. Les anciennes terrasses entourent comme d'une ceinture régulière les versants des chaînes disjointes, qui surgissaient jadis du sein des eaux lacustres à l'état d'îles allongées, comme le font encore aujourd'hui, dans le Grand Lac Salé, Antelope Island et Stansbury Island.

D'après Gilbert, la plus haute des lignes de rivage du lac Bonneville se trouve à environ 1 000 pieds [300 m.] au-dessus du niveau actuel du Grand Lac Salé; il en existe une seconde, qui est

1. Hague, Ouvr. cité, II, p. 736 ; on pourrait toutefois se poser ici la question de savoir s'il ne s'agit pas plutôt d'un décrochement survenu au cours du plissement, comme on en connaît d'assez nombreux exemples en Europe.

[2. G. K. Gilbert, *Lake Bonneville* (U. S. Geol. Survey, Monograph I, avec cartes, 1890).]

[3. I. C. Russell, *Sketch of the Geological History of Lake Lahontan* (3d Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1881-82, p. 189-225, cartes, 1883); *Geological History of Lake Lahontan, a Quaternary Lake of Northwestern Nevada* (U. S. Geol. Survey, Monograph XI, avec cartes, 1885).]

particulièrement nette, à 600 pieds [180 m.], la *Provo Beach;* d'autres encoches subordonnées s'observent dans l'intervalle et au-dessous de cette dernière. L'écoulement avait lieu par le nord, à travers Cache Valley; la terrasse de Provo, qui est la plus accusée de toutes, est en rapport avec la présence, en travers de ce seuil, d'une barrière rocheuse qui a résisté aux efforts de l'émissaire lacustre beaucoup plus longtemps que les bancs supérieurs, dont la destruction était plus facile. Au fond de l'ancien lac gisent des cônes de cendres, de nature basaltique; les uns sont entourés de terrasses, d'autres au contraire sont plus récents que le lac lui-même. Gilbert a montré que les terrasses ne sont plus horizontales, actuellement, ni parallèles entre elles ; c'est contre la faille des monts Wasatch qu'elles se trouvent à l'altitude le plus basse, elles s'élèvent ensuite notablement, jusque vers le centre du lac, de 100 pieds environ sur la rive nord, et de beaucoup plus sur la rive méridionale. Ces points culminants se trouvent au nord sous le 113e méridien, au sud entre 113° et 114° de long. W. (Gr.)[1]. Plus à l'ouest, on ne possède qu'une seule observation d'altitude, et celle-ci indique une descente; la continuation de ces recherches vers l'ouest nous apprendra s'il se forme un nouvel anticlinal suivant l'axe de l'ancien lac, entre le 113e et le 114e méridien, ou bien si la lèvre occidentale de la faille des monts Wasatch continue simplement à s'affaisser. —

La répartition des terrains sédimentaires dans la région des Basin Ranges n'est pas moins remarquable que la structure de ces chaînons. La dernière formation marine des montagnes de l'est, le terrain crétacé, ne dépasse pas, sous cette latitude, la cassure des monts Wasatch. On peut presque en dire autant pour les termes inférieurs de la série mésozoïque, c'est-à-dire pour le terrain jurassique et le Trias; ils ne sont représentés au delà de cet alignement, sur une grande distance, que par d'insignifiants lambeaux. La série paléozoïque, si mince le long de la lisière orientale des

1. G. K. Gilbert, *Contributions to the History of Lake Bonneville* (2d Ann. Rep. U. S. Geol. Survey for 1880-81, p. 167-200, avec cartes des déformations du lac). Outre l'inclinaison des terrasses, Gilbert signale un « fault-scarp » évidemment récent, le long du pied occidental des monts Wasatch; cet escarpement mesure de 30 à 40 pieds [9 à 12 m.] de haut, et Gilbert y voit une preuve que les Wasatch sont en voie d'exhaussement; mais cette opinion est difficile à concilier avec l'inclinaison des terrasses. Ce *fault-scarp* peut d'ailleurs aussi bien s'être produit par affaissement de la lèvre ouest. Ce sont là des questions que nous devons espérer voir résoudre par la continuation de ces recherches (Gilbert, *A Theory of the Earthquakes of the Great Basin*, Amer. Journ. Sc., 3d ser. XXVII, 1884, p. 49-53). [Voir aussi G. K. Gilbert, *Lake Bonneville*, 1890, p. 340-392; *Geological Guide Book of the Rocky Mountain Excursion*, p. 394.]

Montagnes Rocheuses, mais dont l'épaisseur atteignait déjà dans l'Uinta et le Wasatch plusieurs milliers de pieds, constitue, associée à des roches archéennes et à des laves récentes, toute la moitié orientale des Basin Ranges[1]. La constitution de ces dernières change complètement au delà du 117e méridien. Dans les chaînes Toyabe et Shoshone et dans les Battle Mountains, à peu près par 117°/15, les cartes indiquent encore des affleurements de Carbonifère supérieur adossés au granite ou à l'Archéen et faisant saillie au-dessus de la plaine, ou perçant çà et là à travers un déluge de rhyolite; déjà, dans les chaînes qui viennent aussitôt après les précédentes vers l'ouest, dans la Desatoya Range et la Havallah Range, la situation est tout à fait différente : la série paléozoïque entière a disparu, et immédiatement au-dessus du granite viennent de puissants dépôts à *Arcestes*, *Trachyceras*, *Cassianella*, *Daonella* et autres fossiles caractéristiques du type marin du Trias tel qu'il est développé dans les Alpes Orientales. Il existe donc, un peu à l'ouest du centre des Basin Ranges, une ligne de démarcation très importante au point de vue de la distribution des terrains; à l'ouest de 117°15′ jusqu'à l'Océan Pacifique, on ne connaît aucun dépôt appartenant à la série paléozoïque[2], à l'exception d'une bande de Calcaire carbonifère dans la partie septentrionale de la Sierra Nevada[3].

[1. Pour la description détaillée d'une portion typique des Basin Ranges, voir A. Hague, *Abstract of Report on the Geology of the Eureka District, Nevada* (3d Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1881-82, p. 237-290, carte et coupes, 1883); *Geology of the Eureka District, Nevada* (U. S. Geol. Survey, Monograph XX, 1892, avec atlas in-f°, 1883); C. D. Walcott, *Paleontology of the Eureka District* (Id., Monograph VIII, 24 pl., 1884); G. S. Curtis, *Silver-lead deposits of Eureka, Nevada* (Id., Monograph VII, 1884).]

[2. Cette conclusion doit être modifiée, à la suite des nombreuses découvertes paléontologiques faites par J. S. Diller, H. W. Fairbanks, A. Hyatt, J. P. Smith, H. W. Turner, etc.. notamment aux environs de Taylorville, dans le nord de la Sierra Nevada, et dans le comté de Shasta, dans le bassin supérieur du Sacramento : la présence de fossiles siluriens et dévoniens montre que la série des terrains sédimentaires, le long de l'Océan Pacifique, est beaucoup plus complète qu'on ne l'avait admis tout d'abord : J. S. Diller, *Geology of the Taylorville Region of California* (Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 369-394); J. S. Diller and Ch. Schuchert, *Discovery of Devonian Rocks in California* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XLVII, 1894, p. 416-422); H. W. Fairbanks, *Notes on some Localities of Mesozoic and Paleozoic in Shasta County, California* (Amer. Geologist, XIV, 1894, p. 25-31); J. Perrin Smith, *Age of the Auriferous Slates of the Sierra Nevada* (Bull. Geol. Soc. of America, V, 1894, p. 243-258); *The Metamorphic Series of Shasta County, California*, Journ. of Geol., II, 1894, p. 588-612; *Mesozoic Changes in the Faunal Geography of California* (Ibid., III, 1895, p. 369-384). — Pour la succession des étages dans la série secondaire, voir A. Hyatt, *Jura and Trias at Taylorville, California* (Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 395-412); *Trias and Jura in the Western States* (Ibid., V, 1894. p. 395-434).]

3. Gabb a décrit une série de fossiles remarquables provenant de Volcano, au sud-est du Walkers Lake (Nevada), dans la partie occidentale des Basin Ranges, et appartenant

A partir des gisements dont il vient d'être question, des Battle Mountain, Toyabe et Shoshone Ranges, dans la direction du sud, la limite des dépôts paléozoïques s'infléchit légèrement vers l'ouest, en s'approchant du bord de la Sierra Nevada, au sud d'Owen's Lake, de manière que, là, toute la largeur des Basin Ranges appartient au territoire paléozoïque[1].

Les dépôts triasiques, accompagnés par tout un ensemble de calcaires et de schistes jurassiques, acquièrent leur plus grand développement dans les chaînes Havallah, Pah-Ute et West-Humboldt; le terrain jurassique joue encore un rôle important dans les Eugene Mountains et la Montezuma Range; puis vient, à partir du 119e méridien environ, une région presque exclusivement granitique, avec schistes jurassiques subordonnés, jusqu'à ce que la constitution de la Havallah Range et des chaînes analogues se répète dans la Sierra Nevada. —

Avant de passer à la description de la Sierra Nevada, je dois dire quelques mots sur la manière dont les Basin Ranges se prolongent dans la direction du Mexique.

Ces prolongements sont constitués, à plusieurs égards, d'une façon assez différente. Le Calcaire carbonifère se montre très épais le long de la Sierra Madre. Rémond considère comme appartenant au Trias certaines couches de quartzite et de conglomérat, qui contiennent de la houille et une flore riche en fougères rappelant par de nombreuses particularités celle que Newberry a découverte dans le plateau du Colorado, près des Moquis Pueblos, au-dessous du terrain crétacé. Le Jurassique est douteux. Par contre, le terrain crétacé du Texas, avec *Amm. pedernalis* et beaucoup d'autres espèces caractéristiques, pénètre jusqu'à Arivechi, sur le versant occidental de la Sierra Madre. Les roches éruptives récentes paraissent jouer, entre les chaînons successifs ou dans leur voisinage, le même rôle au Sonora que dans les États-Unis[2].

en partie au Trias à *Arcestes ausseeanus* et *Cassianella lingulata*, en partie à un étage supérieur que Gabb rattache au Lias. En fait, *Arietites nevadanus* rappelle beaucoup le Lias d'Europe; Gabb va même jusqu'à placer dans le Lias tous les schistes de la Sierra Nevada, attribués jusqu'alors au Jurassique (Gabb, *Description of some secondary fossils from the Pacific States*, Amer. Journ. of Conchology, V, 1870, p. 5-18, pl. III-VII).

[1. C. D. Walcott, *Lower Cambrian Rocks in Eastern California* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XLIX, 1895, p. 141-144); *The Appalachian Type of Folding in the White Mountain Range of Inyo County, California* (Ibid., p. 169-174); H. W. Fairbanks, *Notes on the Geology of Eastern California* (Amer. Geologist., XVII, 1896, p. 63-74).]

2. A. Rémond, *Notice of Geological Explorations in Northern Mexico, prepared for publication by* J. D. Whitney (Proc. California Acad. Sc., III, 1866, p. 343-257); W. Gabb *Notes on some Mexican Cretaceous Fossils* (*Geol. Survey of California, Palaeontology*, II, 1869, p. 257-275); le même, *Notice of a Collection of Cretaceous Fossils from Chihuahua*

Plus à l'est, dans le Texas occidental, les chaînes qui courent entre le Rio Grande et le Rio Pecos, telles que les Sierras de los Organos, Hueco, S. Sacramento et Guadalupe, représentent le prolongement des reliefs naissant, comme la chaîne de Zuñi, au sud du Colorado, et de ceux que nous avons déjà mentionnés au sud de Galisteo. Jenney en a fait l'étude; elles sont formées de couches paléozoïques reposant sur du granite, et l'on peut voir sur les bords du Rio Grande des dépôts cénomaniens identiques à ceux du Llano Estacado[1].

L'on atteint ainsi la vaste région du Texas central, dont F. Roemer a depuis longtemps fait connaître les couches crétacées et paléozoïques horizontales[2].

Sierra Nevada.— La Sierra Nevada est un puissant relief montagneux, qui s'étend sur plus de six degrés de latitude, en se maintenant toujours orientée du N.N.W. au S.S.E. et dont vingt sommets

Mexico (Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1872, p. 263-265), décrit également des fossiles crétacés recueillis par Kimball à Nugal (Chihuahua), dans la région des mines d'argent, tels que *Amm. Guadalupae*, *Exog. costata*, etc. [Voir aussi R. T. Hill, *The Cretaceous Formations of Mexico and their Relations to North American Geographic Development* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XLV, 1893, p. 307-324).]

1. W. P. Jenney, *Notes on the Geology of West Texas near the* 32. *paraltel* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., VII, 1874, p. 15-28). Le Llano Estacado montre en ce point un grès rouge, regardé comme triasique, un peu de grès brun, probablement déjà crétacé, puis les couches à *Exog. texana*, *Caprina crassifibra* et *Amm. pedernalis*, enfin environ 30 pieds [9 m.] de calcaire dur. [Voir aussi W. H. von Streeruwitz, *Report on the Geology and Mineral Resources of Trans-Pecos Texas* (2d Ann. Rep. Geol. Survey of Texas, Austin, 1890, p. 665-738, carte et coupes); J. A. Taff signale la présence, sur le versant nord-est de ces chaînons, de renversements et de plis isoclinaux aigus, indiquant une poussée venue du sud-ouest (Ibid., p. 737). Pour la distribution des terrains dans cette région, voir la carte générale de Mc Gee (1893).]

2. F. Roemer, *Die Kreidebildungen von Texas und ihre organische Einschlüsse*, in-4°, Bonn, 1852. [Nos connaissances sur la géologie du Texas ont été complètement renouvelées dans ces dernières années, grâce surtout aux nombreuses publications de R. T. Hill; voir en particulier, *Present Condition of Knowledge of the Geology of Texas* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 45, 95 p., 1887); *The Topography and Geology of the Cross Timbers and Surrounding Regions in Northern Texas* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXXIII, 1887, p. 291-303, carte); *Classification and Origin of the Chief Geographic Features of the Texas Region* (Amer. Geologist, V, 1890, p. 9-29 et 68-79, carte); *The Comanche Series of the Texas-Arkansas Region* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1891, p. 503-524); *Preliminary Notes on the Topography and Geology of Northern Mexico and Southwest Texas and New Mexico* (Amer. Geologist, VIII, 1891, p. 133-141); *On the Occurence of Artesian Waters in Texas*, etc. (U. S. Department of Agriculture, in-8°, Washington, 1892); *Geology of Parts of Texas, Indian Territory and Arkansas adjacent to Red River* (Bull. Geol. Soc. of America, V, 1895, p. 297-338, carte); voir aussi G. G. Shumard, *A partial Report on the Geology of Western Texas*, in-8°, Austin, 1886; R. S. Tarr, *Notes on the Physical Geography of Texas* (Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1893, p. 313-347); et les *Annual Reports of the Geological Survey of Texas*. Le principal fait qui se dégage de toutes ces études est l'existence d'une série crétacée inférieure très puissante, fossilifère; c'est un fait nouveau pour l'Amérique du Nord.]

dépassent 14 000 pieds [4 270 m.]. Elle s'abaisse brusquement vers l'est sur la région sans écoulement qui jalonne la limite du Great Basin; mais, quoique cette chute soit de plus de 6 000 pieds [1 800 m. environ], elle est bien loin, par suite de la hauteur du socle sur lequel reposent les Basin Ranges, d'avoir l'importance du versant occidental, qui descend vers les vallées du Sacramento et du San Joaquin, c'est-à-dire, au centre, jusqu'à une altitude très voisine du niveau de la mer. Whitney s'est acquis, en explorant cette grande chaîne, d'impérissables titres à notre reconnaissance[1].

Au sud, la chaîne est élevée et étroite, très escarpée vers l'est et presque entièrement constituée par du granite; des schistes jurassiques forment un mince liséré du côté de l'ouest[2]. Plus au nord, au delà du lac Mono, de grandes masses de roches volcaniques se montrent sur le versant oriental, et la séparation avec les Basin Ranges, également granitiques en ce point, est moins bien indiquée; mais elle redevient ensuite très nette dans la direction du nord. C'est une immense faille qui limite à l'est tout ce voussoir de l'écorce terrestre[3].

Du côté de l'ouest, la bande de schistes jurassiques augmente rapidement de largeur dans la direction du nord, vers la limite du comté de Mariposa, et finit par embrasser, au nord de l'American River, le versant occidental presque tout entier, le granite ne formant plus que quelques pointements isolés; elle pénètre même, près du lac Pyramid, jusque sur le versant oriental. Dans le nord,

1. J. D. Whitney, *Geological Survey of California, Geology*, vol. I, 1865; je m'attache surtout à la dernière description d'ensemble donnée par Whitney dans ses *Auriferous Gravels of the Sierra Nevada of California* (Mem. Mus. Comp. Zoöl. Cambridge, VI, 1879-80, p. 27-52, 505 et suiv.). [Principales publications plus récentes : J. E. Mills, *Stratigraphy and Succession of the Rocks of the Sierra Nevada of California* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1892, p. 413-444, carte); H. W. Turner, *The Rocks of the Sierra Nevada* (14th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1892-93, part 2, p. 435-495, carte, 1894); *Geological Notes on the Sierra Nevada* (Amer. Geologist, XIII, 1894, p. 228-249 et 297-316); *The Age and Succession of the Igneous Rocks of the Sierra Nevada* (Journ. of Geol., III, 1895, p. 385-414, pl. VII); *Further Contributions to the Geology of the Sierra Nevada* (17th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1895-96, part 1, p. 521-761, pl. XVII-XLVII, 1896); *Geologic Atlas of the United States*, folios n° 3 (*Placerville*), 5 (*Sacramento*), 11 (*Jackson*), 17 (*Marysville*), 18 (*Smartsville*), 29 (*Nevada City*), par W. Lindgren et H. W. Turner, Washington, 1894-1896.]

[2. Il ressort des derniers travaux publiés sur les schistes aurifères de la Sierra Nevada que cette série comprend des couches d'âge très varié, allant du Silurien au jurassique : J. Perrin Smith, *Age of the Auriferous Slates of the Sierra Nevada* (Bull. Geol. Soc. of America, V, 1894, p. 243-258); l'étage des *Mariposa Slates* appartient seul au Jurassique supérieur.]

[3. I. C. Russell, *Notes on the Faults of the Great Basin and of the Eastern Base of he Sierra Nevada* (Bull. Phil. Soc. Washington, IX, 1886, p. 5-8); *Quaternary History of Mono Valley, California* (8th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1886-87, p. 302, carte, pl. XVII, et panorama, pl. XVIII, 1889).]

ces schistes sont associés, dans la Genessee Valley, comté de Plumas, à du Trias alpin, et dans plusieurs localités à une zone de Calcaire carbonifère; ils disparaissent enfin sous la vaste couverture de laves récentes qui occupe la partie septentrionale de la Californie, tout le sud de l'Orégon et les territoires voisins.

Ces schistes jurassiques sont très pauvres en fossiles; ils renferment des intercalations de tufs diabasiques et enveloppent, associés à des serpentines, le grand filon de quartz, long de 120 kilomètres, qui est devenu célèbre sous le nom de Mother Lode; ils représentent la roche aurifère par excellence de la Californie. Ils sont fortement redressés et s'inclinent presque toujours vers le nord-est; ce plongement, qui est général au sud, indique que les couches sont renversées[1].

Dans les *Foot Hills* bordant la Sierra Nevada vers l'ouest, une

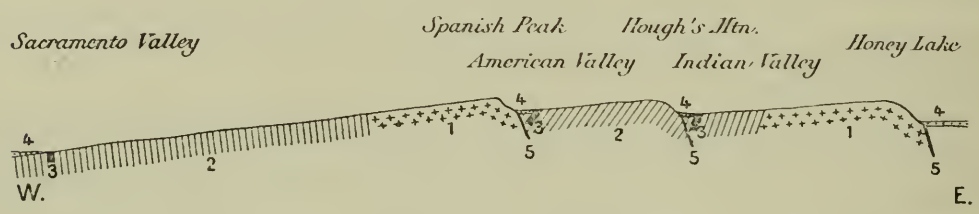


Fig. 111. — Coupe schématique à travers la partie septentrionale de la Sierra Nevada (Californie), d'après J. S. Diller (*Bull. U. S. Geol. Survey*, n° 33, 1886, p. 13).

1, Granite; 2, Schistes aurifères; 3, Calcaire carbonifère; 4, Dépôts récents; 5, 5, Failles.

seconde bande granitique se montre au jour, puis l'on voit s'adosser à la chaîne, sur toute sa longueur, autant du moins que la dénudation ne vient pas interrompre la continuité des affleurements, une zone de dépôts marins horizontaux appartenant aux périodes crétacée et miocène. Quoique le terrain crétacé ne paraisse pas avoir été signalé, dans la direction du sud, au delà de Folsom, les conditions de gisement indiquent clairement que le redressement principal des schistes jurassiques est anté-cénomanien. On ne connaît point, dans les Foot Hills, de couches qui puissent représenter le Néocomien ou le Gault.

Comme on le voit, les éléments qui entrent dans la constitution de la haute Sierra sont les mêmes que ceux dont les Basin Ranges se montrent formées au voisinage du 117e méridien. On peut donc

[1. Ce plongement général vers l'intérieur de la chaîne est bien mis en évidence par les coupes jointes aux feuilles de *Placerville*, *Sacramento* et *Jackson* du *Geologic Atlas of the United States*.]

considérer cette grande chaîne comme faisant elle-même partie des Basin Ranges, et comme représentant la bordure externe de ce vaste ensemble.

Les dimensions exceptionnelles du voussoir, la forte inclinaison des schistes vers l'est, c'est-à-dire vers l'intérieur des montagnes, et le fait que le granite n'affleure pas seulement au pied et au sommet de la chaîne, mais forme également des îlots au milieu des schistes, sont autant de circonstances remarquables; et l'on comprend facilement, en présence de ces résultats, la réserve avec laquelle Whitney, malgré de si laborieuses recherches, s'exprime au sujet de la formation de la Sierra : il se borne à dire, pour expliquer leur épaisseur extraordinaire, que les schistes ont été probablement repliés sur eux-mêmes[1].

Ces faits rappellent ce qui se passe à la lisière septentrionale du massif du Finsteraarhorn. Le renversement de complexes de couches très épais sur la bordure externe des chaînons principaux est un phénomène très fréquent dans les Alpes; il paraît être beaucoup plus rarement réalisé dans l'Ouest de l'Amérique du Nord, circonstance qu'on doit peut-être mettre en rapport avec la localisation des grands recouvrements, dans cette région, suivant des zones étroites et peu nombreuses. Autant du moins que je puis en juger, la Sierra Nevada, ou mieux son versant occidental, doit être, de toutes les chaînes de montagnes du Far-West, celle dont la structure présente le plus d'analogies avec les Alpes, et en particulier avec le versant extérieur des Alpes Suisses, — abstraction faite du manteau de couches discordantes constituant les collines bordières de l'ouest.

On se rappelle que la convexité des tronçons de chaînes les mieux conservés, dans les Basin Ranges, est tournée vers l'ouest; je considère la Sierra Nevada comme ayant été poussée tout entière dans la même direction[2].

L'escarpement oriental a été le théâtre du tremblement de terre du 26 mars 1872, où la secousse, d'après Whitney, s'est fait sentir simultanément sur toute la distance comprise entre le 34e et le 38e degré de latitude (voir ci-dessus, p. 98).

1. En particulier, *Auriferous Gravels*, p. 506.

[2. D'après J. S. Diller, le grand chevauchement de Taylorville, dont l'amplitude horizontale dépasse probablement 6 kilom., serait toutefois dirigé de l'ouest à l'est, c'est-à-dire vers l'intérieur du continent, en sens inverse du déjettement qui prévaut dans le reste de la chaîne (*Geology of the Taylorville Region of California*, Bull. Geol. Soc. of America, III, 1892, p. 369-394; coupe générale, fig. 1, p. 377).]

Les Coast Ranges.— A l'ouest de la grande vallée californienne[1] s'élèvent les Coast Ranges, atteignant en nombre de points 5 000 pieds [1 500 m. environ] et tournant souvent une pente abrupte vers l'Océan Pacifique. Pour étudier cette région, c'est encore Whitney que nous prendrons comme guide[2].

Il n'existe pas, dans les Coast Ranges, de faîte principal ou d'arête maîtresse. De nombreux chaînons séparés, s'orientant dans la même direction et constitués par des terrains semblables, courent parallèlement les uns aux autres ou se relaient, en rappelant jusqu'à un certain point ceux du Jura Suisse. Toutefois, leur structure n'est pas aussi régulière que celle du Jura : c'est à un froissement, plutôt qu'à un vrai plissement, qu'il convient de la comparer. Des reliefs anticlinaux alternent avec des crêtes monoclinales, ou bien l'on voit, le long d'un même accident orographique, ces deux types passer de l'un à l'autre. Au sud, ces chaînons isolés sont particulièrement nombreux; ils portent presque tous des noms remontant à l'époque des missions espagnoles, tels que Sierra de Santa Monica, de Santa Inez, de San Rafael, etc.

Les contreforts septentrionaux de la Sierra de la Santa Cruz[3] ferment la vaste baie, si remarquable, de San Francisco[4], tandis que, dans l'intérieur des terres, le groupe du Monte Diablo[5] sépare cette baie de la grande vallée du San Joaquin. Plus au nord, jusqu'auprès de la rivière Klamath, la structure est moins morcelée, et les noms spéciaux disparaissent.

[1. Voir F. L. Ransome, *The Great Valley of California; a Criticism of the Theory of Isostasy* (Bull. Geol. Dept. University of California, I, p. 371-428, 1896).]

2. Whitney, *Geology of California*, I, p. 1-197 et *Auriferous Gravels*, p. 15-26. Pour tous les détails relatifs aux gîtes de charbon, de mercure et de pétrole, voir les rapports de Goodyear et Peckham, dans Whitney, *Geological Survey of California*, II, *Appendix, the Coast Ranges*, 1881; voir aussi J. Le Conte, *On the Evidence of horizontal Crushing in the formation of the Coast Range of California* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XI, 1876, p. 297-304). [Voir aussi G. F. Becker, *Geology of the Quicksilver Deposits of the Pacific Slope* (U. S. Geol. Survey, Monograph XIII, avec atlas in-f°, 1887-1888); *Summary of the Geology of the Quicksilver Deposits of the Pacific Slope* (8th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1886-87, p. 961-985, 1889). Pour un résumé général des travaux publiés sur les chaines côtières de la Californie jusqu'en 1891, voir W. H. Dall and G. D. Harris, *Correlation Papers-Neocene* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 84, 1892, p. 194-217, coupes).]

[3. Pour une étude détaillée de cette chaîne, voir G. H. Ashley, *Studies in the Neocene of California* (Journ. of Geol., III, 1895, p. 434-454, carte et coupes); et *The Neocene Stratigraphy of the Santa Cruz Mountains of California* (Proc. Calif. Acad. Sc., 2d ser., I, p. 273-367, pl. XXII-XXV, 1895).]

[4. A. C. Lawson, *Sketeh of the Geology of the San Francisco Peninsula* (15th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1893-94, p. 399-476, pl. V-XII, 1895).]

[5. H. W. Turner. *The Geology of Mount Diablo, California* (Bull. Geol. Soc. of America, II, 1891, p. 383-414, carte); la fig. 3, p. 400, montre un grand renversement des terrains crétacé éocène et miocène vers le Pacifique.]

On ne connaît jusqu'à présent au-dessous du terrain crétacé inférieur, dans toute la région des Coast Ranges, aucun dépôt appartenant aux termes plus anciens de la série mésozoïque ou à la série paléozoïque[1], à l'exception d'un gisement à aucelles, représentant très probablement le Jurassique supérieur. Au sud, dans les environs de Los Angeles, le long de la côte entre Santa Barbara et Punta Concepcion, ainsi qu'en un grand nombre de points dans l'intérieur du pays, on observe des schistes rubanés, fortement plissés, dont l'âge est probablement tertiaire moyen; c'est le gisement d'importants amas d'asphalte et d'huile minérale. Ces schistes sont recouverts par des grès miocènes, qui ont également pris part aux mouvements orogéniques.

On ne connaît pas jusqu'à présent, au-dessous des schistes bitumineux, de représentant certain de l'Éocène[2]; les couches immédiatement antérieures appartiennent au terrain crétacé. Sous ces dernières, quelquefois même, à ce qu'il semble, directement au-dessous des dépôts tertiaires, apparaissent des granites, des schistes amphiboliques et des schistes métamorphiques; ces diverses roches forment les points culminants des chaînons.

Quelques observateurs paraissent disposés à admettre que ces roches, et en particulier le granite formant le soubassement de la partie méridionale des Coast Ranges, sont identiques à celles qui constituent la Sierra Nevada au delà du Tejon Pass[3]. Whitney au contraire conteste cette assimilation, et il se prononce formellement en faveur de l'âge récent, tertiaire, du granite des Coast

[1. Cette conclusion semble devoir être modifiée, à la suite des nouvelles études de Diller, Fairbanks, Lawson, Turner, etc. Voir notamment H. Fairbanks, *The Pre-Cretaceous Age of the Metamorphic Rocks of the California Coast Ranges* (Amer. Geologist, IX, 1892, p. 153-166); *Notes on a further Study of the Pre-Cretaceous Rocks of the California Coast Ranges* (Ibid., XI, 1893, p. 69-84, carte générale); *Review of our Knowledge of the Geology of the California Coast Ranges* (Bull. Geol. Soc. of America, VI, 1894, p. 71-102); *The Stratigraphy of the California Coast Ranges* (Journ. of Geol., III, 1895, p. 415-433); *The Age of the California Coast Ranges* (Amer. Geologist, XVIII, 1896, p. 271-282. D'après ce géologue, il existerait une puissante série de dépôts détritiques entre les roches cristallines fondamentales et les couches de Knoxville (Crétacé inférieur), qui la recouvrent en discordance; cette série, bien développée aux environs de San Francisco et qui, pour cette raison, a reçu de A. C. Lawson le nom de *Franciscan Series*, a été reconnue sur une longueur de 800 kilom., du nord au sud; les aucelles et les radiolaires qu'elle renferme paraissent indiquer un âge voisin du Jurassique supérieur.]

[2. On s'accorde aujourd'hui, avec Conrad, Heilprin et White, à rapporter au terrain éocène l'*étage de Téjon*, que Gabb considérait comme appartenant à la partie supérieure du terrain crétacé (voir W. B. Clark, *Correlation Papers-Eocene*, U. S. Geol. Survey, Bull. n° 83, 1891, p. 95-110).]

[3. Cette opinion a été soutenue en dernier lieu par A. C. Lawson, *A Contribution to the Geology of the Coast Ranges* (Amer. Geologist, XV, 1895, p. 342-356).]

Ranges[1]; on va même jusqu'à faire rentrer dans le Miocène certains micaschistes. Quoi qu'il en soit, on est d'accord pour reconnaître que le terrain crétacé, qui vient au-dessous des schistes bitumineux, a subi de profondes modifications depuis l'époque de son dépôt[2] et que les nombreuses traînées de serpentine des Coast Ranges en font partie. Sous cet état, le terrain crétacé est surtout caractérisé par la présence de jaspes impurs, rouges et verts, associés à des serpentines et à des grès durs, sans fossiles; ce type est connu fort loin, au sud, mais c'est seulement plus au nord qu'il acquiert un développement notable. Les roches en question sont très riches en mercure, comme en témoignent les exploitations de New Idria, New Almaden, Clear Lake, etc.

Dans le sud prédominent les dépôts tertiaires; vers le nord, ils perdent en importance, et les affleurements crétacés gagnent en étendue. Au nord du Clear Lake, les premiers ont presque complètement disparu. Sauf en un petit nombre de points, le terrain crétacé, constitué principalement par des schistes et des grès, est très pauvre en débris organiques; des intercalations de calcaire hydraulique augmentent l'analogie avec le Flysch crétacé[3].

Gabb a divisé le Crétacé californien en quatre étages, savoir : au sommet, l'étage de *Téjon*, le seul qui renferme des dépôts de houille; l'étage de *Martinez*, présentant une extension moindre et dont l'indépendance est, d'ailleurs, encore contestée; l'étage de *Chico*, le plus important de tous : il s'étend jusqu'à l'Orégon et à Vancouver et paraît être le plus ancien des termes représentés au pied de la Sierra Nevada; l'un de ses fossiles caractéristiques est la *Trigonia Evansi;* on doit probablement y voir l'équivalent de l'étage du Dakota et du Cénomanien, peut-être avec quelques termes plus récents en plus; enfin, à la base, l'étage de *Shasta,* qui embrasse probablement des subdivisions d'âge différent, de l'âge du Gault et du Néocomien; on l'a signalé dans le nord jusqu'au Puget Sound, et il renferme des espèces des genres *Ancy-*

1. Whitney and Wadsworth, *The Azoic System* (Bull. Mus. Comp. Zool. Cambridge, VII, 1884, p. 550); et ailleurs.

[2. Voir G. F. Becker, *Cretaceous Metamorphic Rocks of California* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXXI, 1886, p. 348-357); *The Crystalline Schists of the Coast Ranges of California* (Congrès géol. international, Compte rendu, 4e session, Londres, 1888, p. 170-176, 1891). D'après A. C. Lawson (Mém. cité), le rôle de ce métamorphisme aurait été fort exagéré : les serpentines sont partout de simples produits d'altération de péridotites ou de pyroxénites éruptives; les amas de jaspe représentent des formations originelles, et il ne paraît y avoir développement de vrais schistes cristallins qu'au contact immédiat des dykes ou des laccolithes.]

3. *Geology of California*, I, p. 12, 101.

loceras, Crioceras, Helicancylus, Diptychoceras, etc. C'est là l'horizon fossilifère le plus ancien des Coast Ranges, à l'exception d'un gisement situé près du Clear Lake où l'on a trouvé l'*Aucella Piochei*, laquelle est très voisine de l'*Aucella mosquensis* de la partie tout à fait supérieure des dépôts jurassiques de Russie[1].

Il existe enfin, dans ces montagnes, des produits volcaniques récents. La traînée principale se trouve au nord de la baie de San Francisco et s'aligne du S. au N., dans la direction du Clear Lake, au delà du mont Sainte-Hélène. —

Grâce à un rapport de Gabb, nous pouvons, à titre de comparaison, examiner la constitution de la presqu'île de la *Basse-Californie*. Gabb y voit le prolongement incontestable des Coast Ranges et, en effet, non seulement les roches, mais l'ordonnance des chaînons y sont les mêmes[2].

Une traînée granitique ininterrompue s'étend depuis les monts San Gabriel, dans les Coast Ranges de la Haute-Californie, à travers les comtés de Los Angeles, San Bernardino et San Diego, jusque dans la moitié occidentale de la péninsule, pour se terminer probablement au nord de la grande baie de San Sebastian Vizcaino. En certains points elle est accompagnée, du côté de l'ouest, par des roches éruptives anciennes et porte quelques dômes ou nappes de trachyte et de basalte. A l'est de cette traînée granitique, dans le nord de la presqu'île, on voit affleurer, au-dessous d'un plateau basaltique désert, une seconde bande formée également de granite, qui suit la côte orientale et arrive plus loin encore dans la direction du sud, jusqu'autour de Santa Gertrudis. Entre ces deux traînées, on rencontre, près de Calamujuel, des quartzites, des micaschistes, des schistes talqueux et des couches contenant du jaspe,

1. W. M. Gabb. *Palaeontology of California*, II, 1869; préface, p. XII-XIV. [Pour la classification des couches crétacées de la Californie, voir J. S. Diller and T. W. Stanton, *The Shasta-Chico Series* (Bull. Geol. Soc. of America, V, 1894, p. 435-464, carte). L'*étage de Téjon* appartient, comme on l'a vu, à l'Éocène ; l'*étage de Martinez* ne représente que des couches de passage entre l'étage de Chico et l'étage de Téjon ; l'*étage de Chico*, transgressif sur l'étage de Shasta, qu'il déborde notablement vers l'est, correspond à la plus grande partie du Crétacé supérieur ; enfin l'*étage de Shasta* comprend, au sommet, les *couches de Horsetown*, à faune aptienne et albienne, et à la base, les *couches de Knoxville*, qui renferment des aucelles (Néocomien) ; voir T. W. Stanton, *Contributions to the Cretaceous Paleontology of the Pacific Coast. The Fauna of the Knoxville Beds*, (Bull. U. S. Geol. Survey, n° 133, 132 p., 20 pl., 1895). Tout cet ensemble est concordant, et postérieur au plissement des Coast Ranges et de la Sierra Nevada.]

2. Gabb, *Notes on the Geology of lower California* (dans Whitney, *Geology of California*, II, *Appendix*, *Coast Ranges*, p. 137-148). [Sur la Basse-Californie, voir la note 2 de la p. 753. Voir aussi Ed. Fuchs, *Note sur le gite de cuivre du Boléo*, Bull. Soc. Géol. de Fr., 3e sér., XIV, 1885, p. 79-92, pl. VI).]

que l'on peut regarder comme l'équivalent métamorphique d'une vaste nappe de grès sans fossiles, le *Mesa sandstone*, correspondant au grès tertiaire de la Haute-Californie.

Les montagnes de Santa Clara, qui vont de la baie de San Sebastian à celle des Baleines, forment probablement une troisième traînée granitique, distincte des deux autres.

Près de San Ignacio se dressent quelques petits cônes de cendre récents, rattachés par d'autres épanchements volcaniques, à travers toute la largeur de la péninsule, au Cerro de las Virgenes, sommet beaucoup plus élevé, mais également d'origine éruptive.

A partir de ce point, jusque vers La Paz, la presqu'île paraît avoir une structure assez régulière. La Sierra Gigantea, haute d'environ 3 000 pieds [900 m.], longe de près la côte orientale ; de ce côté, les pentes sont extrêmement brusques sur une grande longueur, tandis que le versant opposé s'incline en pente douce vers l'Océan Pacifique. Le pays est formé en majeure partie par le *Mesa sandstone*, déjà signalé, dans lequel Gabb n'a pas rencontré de fossiles. A l'ouest, ce grès est horizontal et découpé en *mesas*, c'est-à-dire en tables isolées ; vers l'est, il s'élève jusque sur la crête de la Sierra Gigantea, où il se montre disloqué, et, près de Loreto, on voit affleurer par-dessous du granite. Ce grès renferme beaucoup de gros blocs d'une roche éruptive ancienne, qui semble provenir, non de la péninsule actuelle, mais de l'est, c'est-à-dire de la région occupée aujourd'hui par le golfe de Californie.

Le *Mesa sandstone* se prolonge vers le sud jusqu'à la chaîne de Cacachilas, qui sépare la baie de la Paz du golfe de Californie, et où le granite reparaît encore une fois, associé à des micaschistes ; cette dernière roche forme la pointe extrême de la presqu'île vers le sud, où le San Lazaro atteint 5 000 pieds [1 525 m. environ].

Outre les terrains qui viennent d'être signalés, on observe encore des dépôts marins fort récents, attribués à l'époque post-pliocène et s'élevant jusqu'à l'altitude de 400 à 500 pieds [120-150 m.] au-dessus du rivage actuel.

Xanthus mentionne l'existence d'une importante exploitation ancienne de mercure près de Marques, non loin de La Paz[1]. —

Les renseignements que j'ai à ma disposition sur la côte orientale du golfe de Californie sont très incomplets ; ils suffisent cependant pour qu'on puisse affirmer que les montagnes y conservent partout la direction N.W.-S.E. — c'est ce qui ressort

1. J. Xanthus, *Reise durch die californische Halbinsel* (Petermanns Mittheil., 1861, p. 135-143).

notamment des données recueillies par Weidner dans le Sinaloa [1] — et que ce sont bien réellement les Basin Ranges, déviées vers le S.E., qui se prolongent dans le faisceau des chaînes mexicaines.

Ainsi, la limite entre les Coast Ranges d'un côté, la Sierra Nevada, les Basin Ranges et les chaînes mexicaines de l'autre, court des sources du Sacramento, par la vallée longitudinale de Californie et le lac Tulare, au Tejon Pass, à l'embouchure du Colorado et suit enfin le golfe de Californie.

Ce grand accident rappelle la série de dépressions qui s'alignent, à travers tout le Chili, entre le désert d'Atacama et le golfe du Corcovado. En fait, la ressemblance entre les Coast Ranges de Californie et la Cordillère littorale de l'Amérique du Sud, comme structure et comme constitution, est des plus remarquables. D'un côté comme de l'autre, des chaînes granitiques forment le soubassement ; au nord comme au midi, on ne trouve par-dessus aucune trace de la série paléozoïque et de toute la moitié inférieure de la série mésozoïque.

A l'exception d'un très petit nombre de gisements, attribuables au terrain jurassique, la série stratifiée commence partout, depuis la Californie septentrionale jusqu'au cap Horn, autant du moins que nous pouvons en juger dans l'état actuel de nos connaissances, par le Crétacé inférieur. Des traînées de serpentines sont fréquentes. Le mercure des chaînes californiennes se répète au Pérou dans le terrain crétacé, mais cette fois, il est vrai, dans la Sierra qui vient à l'est des Cordillères littorales ; des volcans surmontent ces chaînons, au nord comme au sud, et très souvent apparaissent en puissants massifs des roches éruptives anciennes, peut-être d'âge crétacé.

Il est manifeste que nous avons affaire, malgré l'immensité des distances, à un seul et même type de structure, auquel appartient également la Cordillère des Antilles, et qui rappelle, par tant de traits, celui des régions de Flysch de l'Europe.

Tandis que les montagnes de la Haute-Californie se prolongent de cette façon vers le sud, elles disparaissent vers le nord sous un véritable déluge de laves récentes [2]. Le granite de la Sierra Nevada

1. F. G. Weidner, *Der mexikanische Staat Sinaloa* (Petermanns Mitteil., XXX, 1884, p. 1-9, carte).

[2. J. S. Diller, *Notes on the Geology of Northern California* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 33, 1886) ; *Geology of the Lassen Peak District* (8th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1886-87, p. 395-432, carte, 1889) ; *Tertiary Revolution in the Topography of the Pacific*

s'affaisse, le Lassen's Peak s'élève jusqu'à 10 437 pieds [3 180 m.] et, à partir de ce point, le domaine des laves s'étend sur plus de 800 kilomètres dans la direction du nord. Il embrasse toute la Cascade Range, recouvre de très grandes sufaces dans l'Orégon[1], le Washington[2] et l'Idaho[3] et pénètre au loin sur le territoire des États voisins. Le Conte, qui compare la superficie de cette région volcanique à celle de la France entière, a montré qu'il existe sur les bords de la Columbiá, au-dessous des coulées de laves atteignant

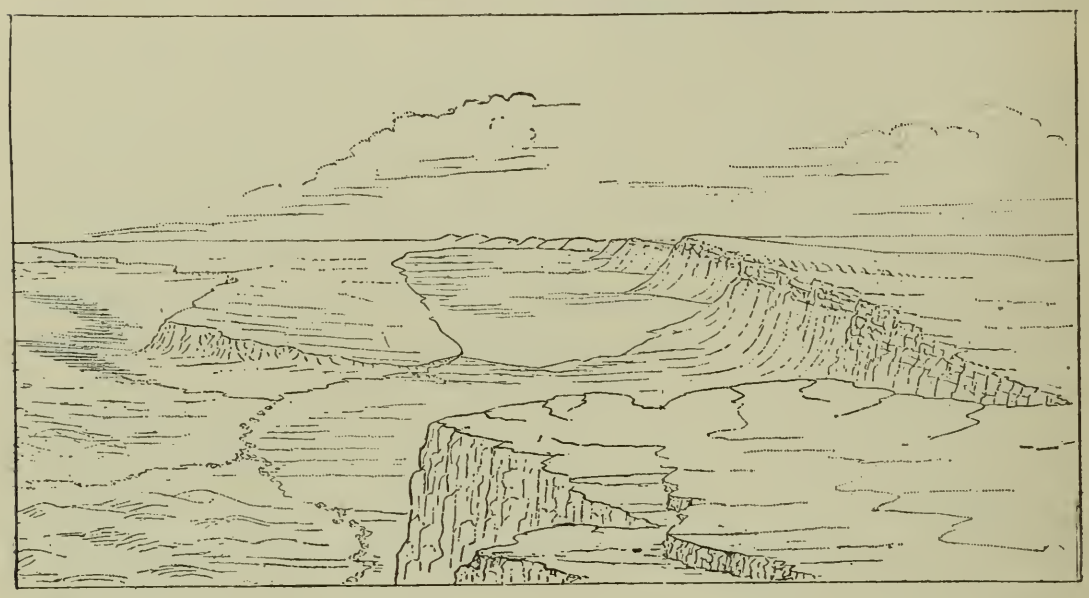


Fig. 112. — Le Lac Abert (Orégon). Vue prise du sud, d'après Israel C. Russell (4th *Ann. Rept. U. S. Geol. Survey*, 1882-83, pl. LXXXV).

une épaisseur de près de 4 000 pieds, des dépôts tertiaires très récents, qui renferment des restes de chênes et de conifères[4]. Dans

Coast (14th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1892-93, part 2, p. 397-434, avec carte géol. du Nord de la Californie et d'une partie de l'Orégon, pl. XLV, 1894); *Geologic Atlas of the United States*, folio n° 15 (*Lassen Peak*), 1895.]

[1. I. C. Russell, *A Geological Reconnaissance in Southern Oregon* (4th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1882-83, p. 431-464, cartes, 1884). Les laves de cette région sont découpées par une série de grandes failles N.-S., qui prolongent celles du *Great Basin* et déterminent la formation de nombreuses cuvettes lacustres sans écoulement, plus ou moins indépendantes (fig. 112). Ce régime de cassures méridiennes s'étend ainsi vers le nord, au moins jusqu'au 43e degré de lat.]

[2. Voir I. C. Russell, *A Geological Reconnaissance in Central Washington* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 108, carte, 1893). Entre la chaîne des Cascades et les grandes plaines de la Columbia, les nappes de lave et les dépôts lacustres pliocènes qui les recouvrent en concordance (*John Day System*) sont affectés par un curieux réseau de failles et de flexures orientées de l'E. à l'W.]

[3. Voir J. P. Iddings, *Map of Portions of Idaho, Montana, and Wyoming, showing in part the distribution of the Volcanic Rocks* (Quart. Journ. Geol. Soc., LII, 1896, pl. XXIX, p. 610).]

4. J. Le Conte, *On the Great Lava-Flood of the West and on the Structure and Age of the Cascade Mountains* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., VII, 1874, p. 167-180, 259-267).

le Nord de la Californie, au nord-nord-est du Lassen's Peak, le mont Shasta[1] atteint 14 350 pieds [4 373 m.] et domine tout le pays, dont l'altitude moyenne n'est guère que de 3 000 pieds [900 m. environ]; une longue série de volcans neigeux s'alignent tantôt sur le faîte même de la Cascade Range, édifiée par leurs propres épanchements, tantôt à l'ouest de cette chaîne, comme le mont Hood (11 225 pieds [3 421 m.]) dans l'Orégon, et le plus puissant de tous, le mont Rainier (14 444 pieds [4 402 m.]) dans le territoire de Washington, qui possède un cratère à son sommet et des glaciers sur les flancs[2]. Hague et Iddings en ont étudié les roches : ils y ont trouvé du basalte, de l'andésite à hypersthène, de l'andésite à hornblende et aussi, au Lassen's Peak, de la dacite[3].

Quelques petits pointements de granite et de schistes se

Fig. 113. — Montagnes Rocheuses Canadiennes. Coupes naturelles d'un synclinal crétacé (Cascade Trough) entre les rivières Bow et Kananaskis, d'après G. M. Dawson (*Ann. Report Geol. Survey of Canada*, vol. I, 1885, p. 128 B, fig. 7).

montrent au pied de la Cascade Range; ce sont les restes des montagnes, noyées sous les flots de laves, qui reparaissent au nord, dans la Colombie britannique. Les laves semblent s'étendre sans interruption notable jusqu'à la partie du cours du Snake River où les chaînons plissés venant du Bear Lake viennent disparaître sous les basaltes (pl. IV). —

Vers l'est, au delà des plateaux de lave, le pays est encore trop mal connu[4] pour qu'il soit possible de raccorder les remarquables

[1. J. D. Diller, *Mount Shasta, a Typical Volcano* (National Geogr. Monographs, I, n° 8, New York, 1895, carte).]

[2. Sur le mont Rainier, voir Bailey Willis, *Report on the Coal-Fields of Washington Territory* (Tenth Census of the United States, vol. XV, Mining Industries, 1886, p. 759-771, pl. LXXXIV); *Our Grandest Mountain and Deepest Forest* (School of Mines Quarterly, New York, VIII, 1886, p. 152-164, carte); I. C. Russell, *Existing Glaciers of the United States* (5th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1883-84, p. 334-339, 1885).]

3. A. Hague and J. P. Iddings, *Notes on the Volcanoes of Northern California, Oregon and Washington Territory* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXVI, 1883, p. 222-235).

[4. Voir le *Tenth Census of the United States*, vol. XV, *Mining Industries*, 1886, p. 689-757 (R. Pumpelly, W. M. Davis and G. H. Eldridge); A. C. Peale, *The Paleozoic Section in the Vicinity of Three Forks, Montana* (U. S. Geol. Survey, Bull. n° 110, 56 p., 6 pl., 1893); *Geologic Atlas of the United States*, folios n° 1 (*Livingston*), 24 (*Three Forks*) et 30 (*Yellowstone National Park*), Washington, 1894-96).]

rapports de Hayden et de Holmes sur le district volcanique du Yellowstone avec ce que nous savons sur les contrées adjacentes. Je continuerai donc en passant à la région du nord.

Colombie britannique. — D'après les observations de G. M Dawson, le lac Winnipeg est encore entièrement compris dans les limites de la plate-forme silurienne, où les couches sont restées horizontales et qui, jadis, était probablement en continuité directe avec les dépôts correspondants de la baie d'Hudson. A l'ouest du lac se trouve encore une zone dévonienne assez large, renfermant du sel et du pétrole et se prolongeant jusqu'au delà de l'Athabasca [1]; ces couches sont presque horizontales et passent vers l'ouest sous les terrains crétacés de la plaine, qui, au delà

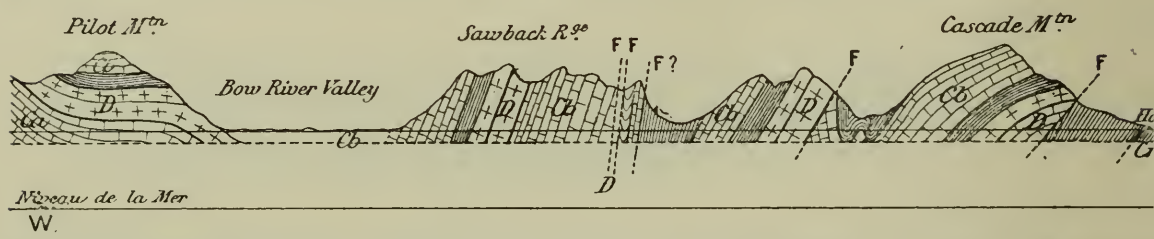


Fig. 114. — Coupe à travers les Montagnes Rocheuses, au voisinage du *Canadian Pacific Railwa*
Échelle : longueurs et haut
Cr = Crétacé; *Cb* = Carbonifère (*Banff Limestone*); *D* = Dévonien (*Interme*

du lac Winnipegosis, commencent par un gradin assez marqué [2]; ce gradin fait suite à l'escarpement déjà signalé sur la rive gauche de la rivière Rouge, dans son cours inférieur.

Le terrain crétacé s'étale sur les plaines exactement comme plus au sud [3]; après avoir formé un large synclinal, les couches redeviennent planes, mais cette fois avec une faible inclinaison vers l'ouest; à environ 15-30 kilomètres du pied des Montagnes

[1. R. Bell, *Report on Part of the Basin of the Athabasca River, N. W. Terr.* (Geol. Survey of Canada, Report of Progress, 1882-83-84, CC, carte, 1884); R. G. Mc Connell, *Report on a portion of the District of Athabasca, comprising the Country between Peace River and Athabasca River, North of Lesser Slave Lake* (Ibid., Ann. Report, N. S., V, part 1, 1890-91, D, carte, 1892).]

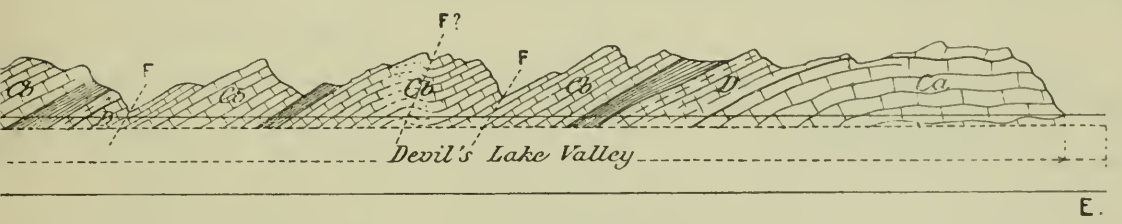
[2. J. B. Tyrrell, *Notes to accompany a preliminary Map of the Duck and Riding Mountains in North-Western Manitoba* (Geol. Survey of Canada, Ann. Report, N. S., III, 1887, E, carte, 1888); *Report on North-western Manitoba with portions of the adjacent districts of Assiniboia and Saskatchewan* (Ibid., V, part 1, 1890-91, E, carte géol., 1892).]

[3. R. G. Mc Connell, *Report on the Cypress Hills, Wood Mountain and adjacent Country* (Geol. Survey of Canada, Ann. Report, N. S., I, 1885, C, carte géol.); J. B. Tyrrell, *Report on a part of Northern Alberta, and portions of adjacent districts of Assiniboia and Saskatchewan* (Ibid., II, 1886, E, carte géol., 1887).]

Rocheuses commencent une série d'accidents parallèles ; il y a même des plis renversés, et, sur la lisière de la chaîne, entre 49° et 50° de lat. N., le terrain crétacé plonge à contre-pente vers les Montagnes Rocheuses. Dawson explique cette disposition par une grande faille à regard oriental, qui jalonnerait le pied des montagnes[1].

L'étage de Laramie, à mesure qu'on se rapproche des Rocheuses, prend un faciès de plus en plus littoral ; il renferme des dépôts de combustible à la partie inférieure ; Dawson suppose que les Montagnes Rocheuses elles-mêmes formaient le rivage. On se rappelle que la même opinion a été exprimée pour le sud, jusqu'au Nouveau-Mexique.

Bien plus au nord encore, par 55° 30′ environ, là où la Rivière



51° parallèle, d'après R. G. Mc Connell (*Ann. Report Geol. Survey of Canada*, vol. II, D, 1886). 60.000. environ.

e); *Ca* = Cambrien (*Castle Mountain Group*); F, F = Failles.

aux Pins, affluent méridional de la Rivière de la Paix, sort des montagnes, Dawson a retrouvé une disposition analogue ; l'étage de Laramie renferme beaucoup de grès et de cailloux roulés, et les

1. G. M. Dawson, *Preliminary Report on the Geology on the Bow and Belly River Region* (Geol. Survey of Canada, Report 1880-82. B, p. 1-23, carte); *Descriptive Note on a general Section from the Laurentian Axis to the Rocky Mountains North of the 49th parallel* (Proc. and Trans. Roy. Soc. Canada, I, 1882-83, section IV, 1882, p. 39-44): pour une ligne située un peu plus au nord, voir J. W. Dawson, *Observations on the Geology on the line of the Canadian Pacific Railway* (Quart. Journ. Geol. Soc., XL, 1884, p. 376-388). [Voir aussi G. M. Dawson, *Report on the Region in the Vicinity of Bow and Belly Rivers, N. W. Terr.* (Geol. Survey of Canada, Rep. Progr., 1882-83-84, C, carte géol., 1884); *Preliminary Report on the Physical and Geological Features of that portion of the Rocky Mountains between Latitudes 49° and 51°30′* (Ibid., Ann. Rep., N. S., I, 1885, B, 2 cartes géol., 1886); et surtout R. G. Mc Connell, *Report on the Geological Structure of a Portion of the Rocky Mountains* (Ibid., II 1886, D, 1 pl., 1887) : l'auteur figure dans sa coupe du versant oriental des Montagnes Rocheuses, le long du *Canadian Pacific* (51°), sept failles-inverses principales (fig. 114); à l'est, le Cambrien est poussé par-dessus le Crétacé sur une largeur atteignant 11 kilom. ; la surface de glissement est très peu inclinée sur l'horizon et irrégulièrement ondulée (fig. 115); le déversement est dirigé vers le pied de la chaîne, c'est-à-dire vers l'est. M. Mc Connell estime que, par l'effet de ces chevauchements multiples, l'étendue de la région a diminué de moitié dans le sens transversal.]

couches crétacées se montrent disloquées, parfois même renversées, jusqu'à environ 25 kilomètres du pied des montagnes. Toutefois, la chaîne extérieure n'est plus constituée ici par des roches archéennes et paléozoïques, mais par des terrains primaires auxquels s'associe du Trias marin à *Monotis subcircularis* [1].

Les hautes montagnes comprises entre cette lisière extérieure des Rocheuses et l'Océan Pacifique n'ont été explorées, il est vrai, que suivant un petit nombre de lignes transversales (itinéraires de Hector, Selwyn et Dawson) ; on sait du moins que tous les accidents orographiques se dirigent parallèlement du N. W. au S. E. et que la structure générale du pays est, par conséquent, beaucoup plus simple qu'aux États-Unis [2].

Dawson distingue, dans la Colombie britannique, quatre chaînes parallèles. La première correspond aux *Montagnes Rocheuses*, dans lesquelles reparaissent, au nord, les dépôts dévoniens qui sont horizontaux à l'est du Mackenzie ; la seconde chaîne est la chaîne de l'Or ou *Gold Range* [3] ; du côté de l'ouest, elle confine à un large plateau en partie couvert de laves récentes et de dépôts d'eau

Fig. 115. — Montagnes Rocheuses Canadiennes. Coupe le long de la branche sud de la Ghost River, d'après R. G. Mc Connell. Même légende que pour la fig. 114. — Échelle de 1 : 160.000. environ.

1. G. M. Dawson, *Report on an Exploration from Port Simpson on the Pacific Coast to Edmonton on the Saskatchewan* (Geol. Survey of Canada, Report for 1879-80, B, p. 114); voir aussi Selwyn, *Report on an Exploration of British Columbia* (Ibid., 1875-76, p. 81 et suiv.). [Pour la région au nord de la Rivière de la Paix, voir R. G. Mc Connell, *Report on an Exploration of the Finlay and Omenica Rivers* (Ibid., Ann. Rep., N. S., vol. VII, 1894-95, C, carte géol., 1896) : les montagnes se montrent affectées de plis et de failles-inverses à regard N. E., comme plus au sud.]

2. J. Hector, *On the Geology of the Country between Lake Superior and the Pacific Ocean, between the* 48. *and the* 54. *Parallels of Latitude* (Quart. Journ. Geol. Soc., XVII, 1861, p. 384-415, carte); voir en outre plusieurs rapports de Richardson, Selwyn, J. W. Dawson et G. M. Dawson dans les *Reports* du *Geological Survey of Canada;* et Dawson, *Sketch of the Geology of British Columbia* (Geol. Mag., 2d ser., VIII, 1881, p. 156-162 et 214-227).[Voir aussi G. M. Dawson, *On the later Physiographical Geology of the Rocky Mountain Region in Canada, with special reference to changes in Elevation* (Trans. Roy. Soc. Canada, VIII, sect. IV, 1890, p. 3-74, 3 pl. de cartes); *The Mineral Wealth of British Columbia* (Ann. Rep. Geol. Survey of Canada, N. S., III, 1887, R, 1888; avec bibliographie, p. 15-17); *Report of an Exploration in the Yukon District, N. W. T., and adjacent Northern Portion of British Columbia* (Ibid., III, 1887, B, 4 cartes, 1888; résumé, Annuaire Géol. Univ., VI, p. 614-617).]

[3. G. M. Dawson, *Note on the Geological Structure of the Selkirk Range* (Bull. Geol. Soc. of America. II, p. 165-176, 1891); *Report on a Portion of the West Kootanie District, British Columbia* (Ann Rep. Geol. Survey of Canada, N. S., IV, 1889, B, carte, 1890).]

douce[1]; au delà de ce plateau se dresse la *Coast* ou *Cascade Range*, qui n'est plus désormais enterrée sous les déjections volcaniques, et que l'on ne doit pas confondre, naturellement, avec les Coast Ranges de la Californie; la quatrième chaîne est celle de *Vancouver;* elle s'élève du sein des flots, et les îles de la Reine-Charlotte en font partie [2].

Les Montagnes Rocheuses sont regardées par le même géologue comme représentant d'une manière positive le prolongement de la plate-forme paléozoïque qui sert de soubassement aux grandes plaines de l'est. Les différents dépôts mésozoïques présentent d'ailleurs une distribution très variable. Au sud, le grès rouge avec gypse, qui représente le Trias, s'étend depuis les plaines jusqu'aux Montagnes Rocheuses et se poursuit jusqu'aux monts Wasatch; puis le Trias fait défaut sur une assez grande largeur, pour reparaître dans la partie occidentale des Basin Ranges à l'état de dépôt marin à *Meekoceras, Monotis subcircularis,* etc. Au nord, au contraire, ce faciès marin du Trias s'étend sur toute la largeur du massif montagneux : on connaît des dépôts à *Monotis subcircularis* à l'ouest dans l'île Moresby (archipel de la Reine-Charlotte, par 53° de lat. N.), sous le Crétacé de type californien, et à l'est des montagnes, le long de la Rivière de la Paix et de la Rivière aux Pins, ces mêmes couches sont en contact avec un Crétacé de type analogue à celui du Dakota et du Colorado [3].

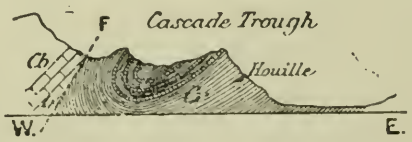


Fig. 116. — Montagnes Rocheuses Canadiennes. Coupe du synclinal crétacé de Cascade Trough, d'après R. G. Mc Connell. Même légende que pour la fig. 114. — Échelle de 1 : 160.000. environ.

Les couches à aucelles, qui ont été signalées dans les Coast Ranges californiennes, reparaissent en plusieurs localités et parti-

[1. La bordure orientale de ce plateau, très découpé et formé de roches anciennes diverses, est décrite par A. Bowman, *Report on the Geology of the Mining District of Cariboo, British Columbia* (Ann. Rep. Geol. Survey of Canada, N. S., III, 1887, C, carte, 1888); voir aussi G. M. Dawson, *Report on the area of the Kamloops Map-Sheet, British Columbia* (Ibid., VII, 1894-95, B, carte géol., 1896).]

2. J. Richardson, *Report on Vancouver and Queen Charlotte Islands* (Geol. Survey of Canada, Report for 1872-73, p. 38-101, carte, et 1874-75, p. 78-91); G. M. Dawson, *Report on Queen Charlotte Islands* (Ibid., 1878-79, B, p. 1-275, carte géol.). [Voir aussi G. M. Dawson, *Report on a Geological Examination of the Northern Part of Vancouver Island and adjacent Coasts* (Ibid., N. S., II, 1886, B, carte géol., 1887).]

3. G. M. Dawson, *Note on the Triassic of the Rocky Mountains and British Columbia* (Proc. and Trans. Roy. Soc. Canada, I, 1882-83, sect. IV, p. 143-145; et *Note on the Geology of the Peace River Region* (Amer. Journ. Sc., 3d ser., XXI, 1881, p. 891).

culièrement à Vancouver. Whiteaves insiste sur la parfaite identité de l'*Aucella Piochei* de Californie avec l'*Aucella mosquensis*, et attribue tout cet ensemble stratigraphique au Crétacé inférieur; à l'exemple de Neumayr, je regarde ces couches comme formées dans une mer boréale qui, à la fin de la période jurassique, pénétrait jusqu'en Californie[1].

Nous parlerons de l'Alaska et des îles Aléoutiennes quand nous étudierons l'Asie orientale. Il ne semble pas que les Cordillères littorales de Californie aient leur homologue en Colombie britannique.

Résumé général. — Après la publication, par les frères Rogers, de leurs mémorables études sur la géologie de la Pennsylvanie, et quand les linéaments principaux du plan de l'Amérique orientale eurent été fixés par une longue série de recherches, se complétant réciproquement, les efforts combinés d'une pléiade d'observateurs éminents sont venus nous révéler, dans l'Ouest, les grands traits de la structure de l'un des ensembles montagneux les plus étendus et les plus remarquables qu'il y ait sur le globe. Lorsqu'on essaye d'embrasser d'un coup d'œil général ces grands traits, il est impossible de retenir l'expression de la gratitude que l'on éprouve vis-à-vis de ces hommes qui, pour atteindre ce précieux résultat, n'ont pas hésité à sacrifier les meilleures et plus actives années de leur vie.

A partir de la Nouvelle-Écosse, et même de Terre-Neuve, de grands plis descendent à travers toute la bordure orientale du continent jusqu'à l'Alabama; ils ne sont pas rigoureusement parallèles entre eux, et ils ne remontent pas tous à une même époque, au point de vue de la date de leur formation, mais ils suivent tous à peu près la direction du S. W., direction qui est aussi celle des côtes actuelles, et ils apparaissent comme le résultat d'une longue succession de mouvements horizontaux, continus ou répétés à plusieurs reprises, et toujours dirigés vers l'ouest ou le nord-ouest, c'est-à-dire vers l'intérieur du continent. L'Océan Atlantique se trouve donc sur le bord interne, ou en arrière de la zone plissée.

Plus à l'ouest, ces plis s'atténuent; enfin apparaît une grande

1. J. J. Whiteaves, *On the lower Cretaceous Rocks of British Columbia* (Trans. and Proc. Roy. Soc. Canada, I, 1882-83, sect. IV, p. 85); M. Neumayr, *Ueber klimatische Zonen während der Jura- und Kreidezeit* (Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, XLVII, Abth. 1, 1883, p. 303); Meek était disposé à réunir la *Lima Erringtoni* des schistes aurifères de la Californie à la *Aucella mosquensis*.

transgression cénomanienne, dont les traces, d'ailleurs, ne font pas défaut non plus le long de l'Atlantique, dans le New Jersey.

Les dépôts de la Craie moyenne et supérieure forment, depuis le Texas jusqu'à une grande distance vers le nord, le soubassement du Llano Estacado et des prairies; ils pénètrent à l'intérieur des montagnes et, dans le sud, s'étendent même probablement sans interruption jusqu'à l'Océan Pacifique. Toute la région plate qui occupe le centre du continent en est formée. Cette série se termine par une puissante formation saumâtre ou d'eau douce, déposée dans la grande mer intérieure de Laramie, et qui s'étend des bords de la rivière de la Paix à ceux du Rio Grande del Norte. Les dépôts mésozoïques des plaines, horizontaux sur d'immenses espaces, se redressent brusquement, en atteignant le pied des premiers chaînons des Montagnes Rocheuses, tels que le Front Range du Colorado, comme s'ils avaient été entraînés de bas en haut le long d'une cassure. Vers le sud, dans le Nouveau-Mexique, ils sont même légèrement renversés; les mouvements paraissent avoir atteint leur maximum d'intensité dans le nord, le long des affluents supérieurs du Sackatchewan et de l'Athabasca, où l'on observe, sur une certaine largeur, une succession d'accidents multiples.

Les Montagnes Rocheuses, entre leur origine près de Galisteo (Nouveau-Mexique) et le massif des Tétons, c'est-à-dire, approximativement, de 35° 30′ à 43° 30′, sont formées par de puissantes rangées, naissant l'une derrière l'autre le long d'une ligne droite dirigée suivant le méridien, et dont chacune manifeste la tendance à s'infléchir au N.W., de manière même que le large dos de l'Uinta, orienté de l'W. à l'E., vient s'emboîter dans cette virgation singulière. La plupart de ces chaînons paraissent beaucoup trop larges, relativement à leur longueur, pour pouvoir être assimilés à des anticlinaux; de plus, le retroussement des terrains mésozoïques sur la bordure n'est pas spécial aux grands massifs, on le retrouve autour des pointements plus petits qui se dressent comme des piquets. C'est pour cela que le pourtour des montagnes et les plateaux du Colorado, en particulier, ont été regardés ici comme s'étant affaissés, les grandes flexures marginales étant assimilées aux accidents périphériques d'un champ d'affaissement. Les parties saillantes acquièrent ainsi la caractéristique de horsts, et, de même, les Hauts Plateaux de l'Utah doivent passer pour le résultat d'un affaissement inégal. C'est dans cette région qu'est creusé le Grand Cañon du Colorado.

Les sédiments formés dans de grands lacs, pendant diverses sub-

divisions de l'ère tertiaire, s'étalent au fond du bassin d'affaissement du Colorado, au sud des monts Uinta, et sur le plateau du Green River, au nord de cette chaîne.

Dans les monts Wasatch et au delà des Hauts Plateaux de l'Utah commence la région des plis morcelés par effondrement, les Basin Ranges; ces reliefs se prolongent aussi bien au nord qu'au sud. D'une manière générale, il semble n'y avoir, dans cette région, que des chaînons parallèles, sans aucune intercalation d'éléments étrangers comparables aux massifs divergents des Montagnes Rocheuses ou aux plateaux du Green River et du Colorado.

La Sierra Nevada, formée de gneiss et de schistes mésozoïques, a été décrite comme un plissement déversé vers l'ouest, analogue au massif cristallin du Finsteraarhorn; la Craie moyenne vient buter horizontalement contre son pied occidental.

Un colossal amas de laves occupe l'Orégon et le territoire de Washington; c'est seulement dans la Colombie britannique que les roches de la Cascade Range reparaissent sous ces épanchements volcaniques en formant une chaîne continue, tandis que, plus au sud, on n'observe, se dressant au-dessus de cette chaîne, que de grands volcans isolés. En avant de la Cascade Range, des fragments d'une nouvelle chaîne sont conservés à Vancouver et dans l'archipel de la Reine-Charlotte.

En Californie, on voit succéder à la zone crétacée du pied de la Sierra la grande vallée longitudinale, prolongée, au delà du Téjon Pass, par le golfe de Californie. Les reliefs situés extérieurement à cette ligne de dépression, c'est-à-dire les Coast Ranges de la Haute-Californie et la péninsule de la Basse-Californie, présentent la constitution, si particulière, que nous connaissons déjà dans les Cordillères littorales de l'Amérique du Sud et dans la Cordillère des Antilles. Du Nord de la Californie au cap Horn, sur près de 95 degrés en latitude, la côte du Pacifique est bordée par une série de chaînons courts, qui se relaient latéralement et se montrent constitués, d'une extrémité à l'autre, par des masses minérales dont le cachet est archéen, avec roches éruptives anciennes de composition très variée; on y trouve, en outre, des terrains sédimentaires dont les termes les plus anciens, d'après les fossiles recueillis jusqu'à ce jour, indiquent, à Bogota, des traces du Lias, et en Californie, des traces de l'horizon le plus supérieur du Jurassique boréal, mais qui appartiennent partout ailleurs à la période crétacée ou à l'ère tertiaire.

Darwin, dans l'extrême sud, et Whitney, dans le nord, se sont

prononcés en faveur de l'âge très récent du granite de ces chaînons.

De nombreux indices semblent témoigner que, dans les montagnes de l'Amérique occidentale, des modifications continuent à se produire de nos jours [1]. On a observé, il y a peu d'années, un grand tremblement de terre le long d'une des cassures principales. Gilbert a suivi pas à pas les déformations subies par les terrasses du lac Bonneville; des cratères reposent à leur surface; d'autres cratères couronnent l'*Esplanade*, ce palier qui, dans le Grand Cañon du Colorado, vient interrompre la continuité des versants, et leurs laves ont coulé dans la gorge intérieure, dont la formation est sans doute fort récente. Dans le désert de Sevier, comme le remarque Gilbert, il n'y a pas plus de raison pour admettre que la période basaltique soit terminée, que d'admettre au contraire qu'elle vient seulement de commencer, — tant les cratères et les coulées de Fillmore sont intacts [2].

[1. I. C. Russell a récemment découvert au pied du Saint-Elie, dans des couches inclinées d'une manière sensible, à plus de 1500 mètres au-dessus du niveau de la mer, des coquilles marines appartenant toutes à des espèces vivantes (*An Expedition to Mt. St. Elias* (National Geogr. Mag., III, 1891, p. 53-200, carte); et *Second Expedition to Mt. St. Elias in 1891* (13th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1891-92, part. II, 1893, p. 25 et suiv.).]

2. Gilbert, dans Wheeler, *Geogr. Explor. West of the* 100th *merid.*, III, p. 136, 141; [2d Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, p. 190-192; *Lake Bonneville* (U. S. Geol. Survey, Monograph I, 1890, p. 318-339).]

CHAPITRE XII

LES CONTINENTS[1]

Ancien Monde et Nouveau Monde; ces expressions doivent être abandonnées. — Age des continents. — L'Amérique. — Distinction de l'Indo-Afrique et de l'Eurasie. — Plissement de l'Eurasie. — Le Han-haï et la dépression touranienne. — Les Méditerranées. — L'Océan Indien. — Les grandes unités. — Diversité de types des montagnes. — Écroulement de la lithosphère.

Les chapitres précédents renferment la description des principales chaînes de montagnes du globe, des plateaux les plus importants et des Méditerranées. Les faits ont dû être exposés avec un développement inégal, suivant l'importance du sujet et l'état plus ou moins avancé des connaissances actuelles. La plupart de ces tableaux se rattachent directement les uns aux autres; en Amérique seulement, il n'a pas été possible de suivre les chaînes mexicaines jusqu'à leur extrémité méridionale, par suite de l'insuffisance des documents et, pour ce motif, l'occasion ne s'est pas présentée de signaler la série transversale des volcans du Mexique. Les contrées arctiques, le Nord-Ouest de l'Europe, les plateaux du Nord de la Chine, toute la côte orientale d'Asie, enfin l'Australie et les îles de l'Océan Pacifique n'ont pas encore été examinées du tout; ces lacunes seront comblées dans la suite de cet ouvrage, et je me propose, en particulier, d'étudier dans son ensemble la bordure des deux grands océans. D'ailleurs, en dehors de cette limitation intentionnelle du sujet, il ne manque pas de lacunes involontaires, résultant de l'absence presque complète de modèles : ce mode d'exposition, où l'on cherche à comparer les faits entre eux, présente donc tous les défauts d'une première tentative.

[1. Traduit par Emm. de Margerie.]

L'*Essai géognostique sur le gisement des roches dans les deux hémisphères*, dû à Alexandre de Humboldt, date de 1823, et n'a plus aujourd'hui d'intérêt que comme monument de la puissance intellectuelle de son auteur. Même la carte géologique du globe publiée par Ami Boué en 1845 ne présente plus actuellement, grâce au progrès si rapide des recherches, qu'une valeur historique ; quant au texte de la seconde édition de la Carte géologique de la terre, par J. Marcou (1875), c'est un résumé précieux, mais, comme le travail de Boué, consacré bien plutôt à l'étude de l'extension des divers terrains à la surface des continents qu'à l'examen de la structure des montagnes et des bassins océaniques.

Les essais, malheureusement rares encore, de comparaisons entre des régions montagneuses différentes, se rapprochent bien davantage du but de ce livre. Je citerai comme exemples la comparaison des Alpes et de l'Himalaya de Medlicott (1868), et celle des Pyrénées, du Plateau Central et des Vosges de Bleicher (1870), essai qui a démontré du premier coup et d'une manière éclatante l'importance de la méthode comparative, l'auteur ayant été conduit à considérer les Vosges comme un horst[1]. Mais il n'existe pas d'orologie générale comparative qui soit en harmonie avec l'état actuel de la science ; et, lorsqu'on cherche à rassembler pas à pas les éléments d'une synthèse de ce genre, il faut s'estimer heureux quand on découvre que le tableau ainsi esquissé laisse place aux développements et aux rectifications que suscite, chaque année, on pourrait presque dire chaque jour, en tous les points du globe, le zèle des observateurs.

En dépit de toutes les lacunes, un certain nombre de résultats généraux se dégagent si nettement de l'ensemble des chapitres précédents, que l'on me permettra de les formuler ici d'une manière provisoire, afin surtout de faciliter la tâche synthétique des chapitres qui vont suivre. J'ai déjà décrit la disposition en tourbillon des divers rameaux du système des Alpes, puis, en analysant la virgation du Tien-Chan et la grande torsion des chaînes roumaines, j'ai cherché à montrer comment ce tourbillon pouvait être décomposé en différentes parties, rattachées les unes aux autres suivant un plan déterminé ; je dois maintenant attirer l'attention sur quelques traits généraux du dessin extérieur de la

1. H. B. Medlicott, *The Alps and the Himalayas, A Geological Comparison* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXIV, 1868, p. 34-52) ; G. Bleicher, *Essai de géologie comparée des Pyrénées, du Plateau central et des Vosges*, thèse présentée à la Faculté des Sciences de Strasbourg, in-8°, Colmar, 1870.

planète, dont il y aura lieu de rechercher plus tard la signification profonde.

De même que l'on ne saurait comprendre la situation actuelle d'un État sans savoir comment il s'est formé, on ne peut arriver à se faire une idée juste sur la partie du sol matériel occupée par cet État si l'on ne connaît pas les événements par la suite desquels ce sol a été constitué. Dans les choses humaines comme dans le monde physique, le présent n'est qu'une coupure; nous ne voyons pas l'avenir, qui est au delà de cette coupure, mais nous pouvons apprendre ce qu'il sera en étudiant le passé. Là est l'importance de l'histoire de la terre pour la description de la terre.

En essayant de mettre à profit l'expérience acquise dans l'étude des faits géologiques, pour jeter une vue d'ensemble sur la surface terrestre, nous nous heurtons, dès les premiers pas, à un symptôme qui indique combien peu, jusqu'à présent, on a suivi cette voie. Aujourd'hui encore, on parle d'un *Ancien Monde* et d'un *Nouveau Monde*, et il n'existe pas d'autre expression collective pour désigner l'Asie, l'Afrique et l'Europe, dans l'usage courant, que celle d' « ancien continent ». Les naturalistes américains ont senti tout ce que cette expression surannée a d'incompatible avec les résultats des recherches modernes, et ils ont introduit à sa place, dans diverses publications relatives à la géographie zoologique, le nom d'*Eurasie*.

Il est d'ailleurs difficile de dire sur quels caractères on devra s'appuyer pour définir l'âge d'un continent, puisque des parties dont l'âge est différent prennent part à la constitution de la plupart d'entre eux, et que de plus, par « âge » on entend tantôt une date précise pour la production de phénomènes orogéniques très persistants, tantôt la date de la dernière émersion d'un continent. On se rapprochera le mieux, à ce qu'il semble, de l'acception usuelle du mot, en cherchant à fixer l'époque pendant laquelle les grandes dépressions du continent ont été définitivement abandonnées par la mer.

L'*Amérique du Nord* a été recouverte par la mer de la Craie moyenne et supérieure, du golfe du Mexique au Mackenzie et peut-être jusqu'à la mer Polaire, entre les chaînes de montagnes de l'Est et celles de l'Ouest, ces dernières étant même en grande partie submergées. Puis se produisit un changement : une mer saumâtre et d'eau douce extraordinairement vaste, le lac de Laramie, s'étendait, à l'intérieur du continent actuel, du 33e aux environs

du 60e degré de latitude. Telle était la situation à la limite entre la période crétacée et les temps tertiaires; alors commencent des dépôts d'eau douce très étendus, qui continuent à s'accumuler pendant toute la durée de l'ère tertiaire : l'océan ne revient à aucun moment sur son ancien domaine, et White a montré que les éléments caractéristiques de la faune actuelle du Mississipi, les ganoïdes et les unios, descendent directement de ceux qu'on trouve dans les dépôts de Laramie[1]. En nous plaçant à ce point de vue, nous devons donc considérer l'Amérique du Nord comme un continent existant depuis l'époque de la mer intérieure laramienne, et par conséquent assez ancien.

Les traces les plus récentes de la mer dans l'intérieur de l'*Amérique du Sud* sont les dépôts saumâtres de Pebas sur le Marañon, que Brown a pu suivre depuis le Pérou oriental, en descendant le fleuve, jusqu'à Sao Paolo[2]; cette localité, point extrême de l'extension des dépôts vers l'est, est encore à plus de 2000 kilomètres de l'Atlantique. Toutefois, la pente de l'Amazone est très faible, et d'ailleurs l'exploration du pays n'est pas aussi avancée que dans l'Amérique du Nord. Le gisement de Pebas est considéré comme d'âge tertiaire moyen. Dans le sud-est également, des dépôts tertiaires s'avancent au loin dans l'intérieur du pays.

Si l'on essaye de se livrer à des comparaisons du même genre sur l'ensemble de l'Asie, de l'Afrique et de l'Europe, on remarque tout de suite que, cette fois, des régions hétérogènes, dont les limites ne coïncident pas avec les limites usuelles des parties du monde, sont soudées l'une à l'autre de manière à former, par leur réunion, un grand continent.

La première région comprend le Sud et une bonne partie du Centre de l'Afrique, puis Madagascar et enfin la presqu'île de l'Inde. Les hauts plateaux de cette région n'ont jamais été recouverts par la mer depuis une époque extrêmement reculée, depuis la fin de la période carbonifère, autant du moins que nous pouvons en juger dans l'état actuel de nos connaissances; c'est seulement au pied des plateaux qu'elle a déposé ses sédiments, dans la mesure où l'Océan Indien actuel se formait par effondrement au sein du

1. C. A. White, *A Review of the non-marine fossil Mollusca of North America* (2d Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1881-82, surtout p. 73 et suiv.); du même : *Certain Phases in the geological History of the North American Continent, Presidential Address delivered at the IV. Anniversary Meeting of the Biological Society of Washington, January* 25, 1884 (Proc. Biol. Soc., II, p. 24), et ailleurs.

2. C. Barrington Brown, *On the Tertiary Deposits of the Solomões and Javary Rivers* (Quart. Journ. Geol. Soc., XXXV, 1879, p. 76-88).

massif tabulaire. Nous lui donnons le nom de *continent de Gondwana*, d'après l'ancienne flore de Gondwana, commune à ses différentes parties ; il correspond en grande partie à la *Lémurie* des zoologistes. En nous plaçant toujours au même point de vue, ce continent est incomparablement plus ancien encore que l'Amérique du Nord.

Au continent de Gondwana font suite, vers le nord, d'autres plateaux, mais qui, cette fois, sont restés immergés jusque pendant l'époque crétacée et même pendant une partie des temps tertiaires: le Sahara et l'Égypte, la Syrie et l'Arabie.

Cette zone de déserts, réunie au continent de Gondwana, forme une grande unité, dont toutes les parties sont liées par des traits caractéristiques : c'est l'*Indo-Afrique*, qui se distingue notamment par l'absence de plissement depuis la fin de l'ère paléozoïque.

On peut donner le nom d'*Eurasie* à ce qui reste de l'ensemble des trois continents, après en avoir séparé l'Indo-Afrique.

Toute la bordure méridionale de l'Eurasie s'avance par une suite de grands plis vers l'Indo-Afrique; ces plis sont disposés en arcs successifs, venant se raccorder les uns avec les autres sans solution de continuité et chevauchant vers le sud, sur de grandes distances, par-dessus la bordure des plateaux indo-africains.

Il en résulte une ligne de démarcation des plus tranchées : elle se poursuit, dans le Nord-Ouest de l'Afrique, de l'Oued Draa vers l'E.N.E., en passant un peu au nord des Chotts et de la petite Syrte, se dirige entre Malte et la Sicile vers le détroit d'Otrante, revient ensuite sur elle-même pour passer au large des îles Ioniennes, puis décrit un arc de cercle au sud de la Crète et de Chypre et vient aboutir un peu au sud de l'embouchure de l'Oronte, d'où elle continue, en affectant toujours le même tracé curviligne, dans la direction de Diarbekir; se recourbant alors vers le S.E., elle suit le pied des montagnes situées à l'orient du Tigre, longe le golfe Persique et passe au sud de la côte du Mekran jusqu'aux bouches de l'Indus, remonte le cours de ce fleuve jusqu'en amont de Dera-Ismaïl-Khan, atteint au delà de Kalabagh, en subissant une brusque torsion, le Jhelam à Jalalpur et longe le pied de l'Himalaya, en décrivant un arc immense jusqu'à la vallée du Brahmapoutra; dans l'Assam, elle se replie brusquement, de manière à envelopper le faisceau des chaînes de l'Arrakan jusqu'au cap Negraïs, passe à l'ouest des îles Andaman et Nicobar et va rejoindre la zone tertiaire qui apparaît dans la chaîne de petites

îles située à l'ouest de Sumatra ; elle se poursuit enfin, plus loin encore, dans la direction de l'E., au sud de Java.

Toute la partie méridionale de l'Eurasie, du moins dans les contrées dont il a été question jusqu'ici, est une région plissée. De l'Himalaya aux montagnes de la Mongolie, les plis, toujours poussés vers le sud, se pressent sur une largeur de 22 degrés en latitude et se poursuivent vers l'ouest en affectant des modifications variées : au sud, ils sont disposés en arcs successifs, plus au nord, en branches progressivement divergentes. En atteignant l'Europe, il se produit dans le segment qui s'avance le plus loin vers l'ouest, c'est-à-dire dans la branche issue du Paropamise et se prolongeant par Krasnovodsk et le Caucase, une inversion complète dans le sens du plissement, désormais dirigé, après la violente torsion de l'arc roumain, dans les Carpathes et dans la branche principale des Alpes, vers le nord. Cette circonstance indique clairement que le plissement de la partie supérieure de l'écorce terrestre n'est, dans certaines conditions, que le résultat d'une accommodation forcée. Au nord de la zone des grandes chaînes plissées vient la Plateforme Russe, et plus loin apparaissent les nombreux horsts et les fragments de plateaux qui caractérisent le Centre et l'Ouest de l'Europe.

Une grande partie de ces plissements est de date récente, ou du moins leur production a duré jusqu'à une époque très récente ; il n'est pas certain que les mouvements aient définitivement cessé. Le premier terme de la série des formations méditerranéennes entoure la lisière principale des Alpes sur toute sa longueur et se montre plissé sur leur bordure nord ; l'étage salifère du *Schlier*, qui est un peu plus récent encore, enveloppe de même l'arc des Carpathes. Des dépôts d'eau douce très récents prennent part à la constitution des chaînons extérieurs de l'Hindou-Kouch et de l'Himalaya. Il est très probable que, à l'intérieur du domaine actuel de ces chaînes plissées, une nappe d'eau continue s'étendait jadis du Han-hai, cette *mer desséchée* des Chinois, aux plaines du Turkestan ; et l'altitude très considérable jusqu'à laquelle les dépôts tertiaires récents ont été observés par les voyageurs russes dans le Tien-Chan montre, comme le remarque avec raison Mouchketov, que cette jonction se faisait non seulement par les cols de la Dzoungarie, mais aussi à travers une grande partie du territoire actuellement occupé par les hautes montagnes. La première extension de la Méditerranée paraît avoir été restreinte par l'avancée des Alpes Suisses vers le nord-ouest, les mers occupant la

basse vallée du Rhône et la vallée moyenne du Danube cessant désormais de communiquer; il est possible qu'une séparation analogue ait été déterminée par les mouvements de la partie moyenne du Tien-Chan.

Dans ces conditions, l'Eurasie acquiert une extrême diversité de structure. Dans l'Amérique du Nord, le caractère homogène du pays et la continuité de la vie, de la faune laramienne à celle qui peuple actuellement le Mississipi, ont conduit à des résultats simples et clairs sur l'émersion de ce continent et la jonction de ses différentes parties en un tout unique. Il existe dans le lac Tanganyka une faune conchyliologique très remarquable, caractérisée par de nombreuses affinités marines; comme l'ont montré White et Tausch, cette faune rappelle par beaucoup d'espèces celle du Laramie, et sa haute antiquité est hors de doute[1]. Les fleuves africains sont caractérisés par un très grand nombre de formes ayant un cachet ancien; nous avons signalé leur dispersion, ainsi que la présence, à l'époque actuelle, de poissons du Nil dans le lac de Tibériade et du crocodile du Nil en Syrie. Il y a eu pendant les dernières époques tertiaires, dans diverses parties de l'Eurasie, de grands lacs d'eau douce, par exemple dans le bassin de la mer Égée, en Slavonie et en Croatie. Leur faune rappelle à beaucoup d'égards la faune actuelle du Mississipi, et Fuchs a montré, d'après les récoltes d'Anderson et Heude[2], de même que Neumayr, d'après les coquilles rapportées par Széchenyi et Lóczy, que les mêmes types se sont conservés jusqu'à nos jours à Nanking et dans le Yun-nan[3]. Mais, dans le centre de l'Eurasie, la disparition de la couverture marine a donné lieu à la formation de toute une série de lacs intérieurs, dont le plus vaste, la mer Caspienne, doit être considéré comme l'héritier direct de l'ancienne surface marine. C'est là que se sont conservés les restes, appauvris et modifiés, des anciennes faunes, la faune sarmatique d'abord, puis la faune lacustre; mais, depuis que les eaux ont diminué d'étendue, la mer Égée et la mer Noire actuelle ont pris naissance par effondrement, d'une manière complètement indépendante de la Caspienne; et

1. L. Tausch, *Ueber einige Conchylien aus dem Tanganyika-See und deren fossile Verwandte* (Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien, XC, Abth. I, 1884, p. 56-70, 2 pl.); le fait est déjà indiqué dans White, Proc. U. S. Nat. Mus., 1883, p. 98. [Voir en outre, ci-dessus, p. 505, note 1.]

2. Th. Fuchs, *Ueber die lebenden Analoga der jungtertiären Paludinenschichten und der Melanopsis-Mergel S. O. Europa's* (Verhandl. k. k. Geol. Reichsanst., 1879, p. 297-300).

3. Neumayr, *Ueber einige Süsswasserconchylien aus China* (Neues Jahrb. f. Min., 1883, II, p. 21-26).

c'est ainsi qu'aujourd'hui, dans l'Europe orientale, tant de fleuves qui ne communiquent pas les uns avec les autres possèdent un si grand nombre d'espèces animales communes.

Telle est la différence profonde qui sépare l'antique Caspienne et le Pont-Euxin, plus récent.

Les effondrements de l'Archipel et de la mer Noire ne représentent qu'une partie des événements qui ont donné à la *Méditerranée* sa forme actuelle. Nous sommes maintenant en état de décomposer le bassin de la Méditerranée en plusieurs parties, qui sont les suivantes :

La première correspond à la Méditerranée occidentale, de Gibraltar au détroit compris entre Malte et la Sicile. Cette partie est entourée par l'Apennin, la chaîne du Nord de l'Afrique et la Cordillère bétique; elle est située tout entière à l'intérieur de cette grande courbe ou pénètre dans ses fractures transversales, dans le détroit de Gibraltar et entre le Dak'hela et la Sicile.

La seconde est la mer Adriatique; elle occupe l'intervalle entre l'Apennin et le faisceau dinarique, ou plutôt la bordure occidentale, effondrée, de ce faisceau, et ses cassures bordières pénètrent dans l'intérieur des Alpes jusqu'à Méran et Bruneck. A beaucoup d'égards, l'Adriatique rappelle la vallée du Brahmapoutra, dans l'Assam : là, le plateau de Shillong, fragment de la région tabulaire, est encastré entre le pied de l'Himalaya et les chaînes birmanes; il y a lieu de rechercher si telle ne serait pas l'interprétation qui conviendrait au plateau de l'Apulie.

La troisième partie est enveloppée par les fragments de l'arc dinaro-taurique, et notamment par la Crète et Chypre. Elle comprend l'Archipel et la mer Noire; la zone marginale, qui borde la côte sud de l'Asie Mineure, est analogue comme disposition au golfe de Pégou.

Ces trois parties reviennent à l'Eurasie; la quatrième seulement doit être attribuée à l'Indo-Afrique. C'est un avant-pays affaissé en tables horizontales; elle commence aux grands Chotts, atteint la mer à la petite Syrte et s'avance jusqu'aux failles méridiennes de la Syrie. De toutes les îles, si nombreuses, de la Méditerranée, Malte et Gozzo doivent seules être considérées comme se rattachant à l'Indo-Afrique; par contre, la chaîne du Nord-Ouest de l'Afrique appartient encore à l'Eurasie.

Dans la *Méditerranée américaine*, on peut remarquer une disposition tout à fait analogue. La Cordillère des Antilles rappelle l'encadrement curviligne de la Méditerranée occidentale, effondré

vers l'intérieur, et la mer des Caraïbes occupe la même situation relative que celle-ci; les deux chaînes possèdent également des volcans sur leurs bords. Le golfe du Mexique correspond au contraire aux plateaux affaissés de l'avant-pays, à la partie sud-est de la Méditerranée. Les Bahama et la Floride reproduisent sur une grande échelle l'allure horizontale de Malte; et l'on n'y voit pas de volcans.

Ces différences se traduisent également avec une grande netteté, au point de vue morphologique, et l'on arrive à distinguer les effondrements en régions plissées de ceux qui se produisent en pays de plateaux. Les contours de Chypre ou de Haïti peuvent servir d'exemples pour le premier cas; en pays de plateaux, les limites des effondrements sont, si l'on me permet l'expression, indifférentes et quelconques, ou bien elles affectent la forme de lignes droites, comme sur la côte de Syrie.

A la lumière de ces résultats, acquis en étudiant les Méditerranées, examinons maintenant un océan, et, en premier lieu, l'*Océan Indien*. Ici, le golfe de Pégou et le mer de la Sonde empiètent seuls sur le domaine des plissements de l'Eurasie. On peut regarder le golfe Persique comme une bande affaissée d'avant-pays; la mer Rouge ressemble à un grand fossé se creusant au milieu d'un plateau. Tout le reste du territoire, sur l'immense étendue qui sépare le cap de Bonne-Espérance de la côte d'Arrakan, doit être considéré comme un plateau affaissé, autant du moins qu'on en peut juger d'après la structure et la succession des couches le long du littoral et dans les îles voisines. C'est la partie effondrée de l'Indo-Afrique.

Ceci nous donne une base pour apprécier la différence essentielle qui existe entre les contours de l'Océan Pacifique et ceux de l'Océan Atlantique. Plusieurs segments de ces lignes de rivages ont déjà été passés en revue dans les chapitres précédents; on a vu quelle analogie remarquable présentent, comme structure et comme ordre de succession des couches, toutes les Cordillères littorales, depuis l'Ile des États et le cap Horn, à travers la Patagonie, le Chili, le Pérou et la région tropicale de l'Amérique du Sud, puis dans la Basse et la Haute-Californie, c'est-à-dire sur plus du quart de la circonférence terrestre. Après avoir exposé comment les grands arcs montagneux viennent se rencontrer, en se pressant contre la partie nord de la presqu'île hindoue, j'ai signalé le fait qu'une avancée semblable d'arcs successifs se produit au nord du Pacifique, et qu'une homologie tectonique d'ordre spécial existe entre ce fragment de plateau ancien et cette partie de l'océan.

Dans l'Atlantique, au contraire, nous nous sommes trouvés, le long de la côte orientale de l'Amérique du Nord, sur le bord interne d'un faisceau de plis dont le regard est tourné vers le continent, les Appalaches. La comparaison des contours des deux océans dans leur ensemble formera l'objet d'un chapitre spécial. —

Nous pouvons maintenant distinguer, dans les continents qui s'élèvent au-dessus des eaux océaniques, plusieurs unités.

La première que nous indiquerons est l'*Indo-Afrique*, le plus vaste plateau du globe, limité au nord, depuis l'embouchure de l'Oued Draa, sur l'Atlantique, jusqu'aux bouches du Brahmapoutra, par les plis concentriques de l'Eurasie, mais partout ailleurs, autant que nous connaissons le plateau, bordé seulement par des cassures et divisé en deux parties par l'Océan Indien.

La seconde unité est l'*Amérique du Sud;* c'est une sorte de bouclier, qu'entourent de trois côtés des murailles montagneuses et qui n'est découpé, sans directrices visibles, qu'à l'est et au nord-est; au sud-est, entre le cap Horn et le cap Corrientes, les branches du faisceau s'écartent en divergeant du tronc commun.

La Cordillère des Antilles semble, par sa disposition, appartenir plutôt à l'Amérique du Sud qu'au continent septentrional.

La troisième unité est l'*Amérique du Nord.* Dans ce continent, partout où l'on a observé des plis, ils paraissent être dirigés vers l'ouest, du moins si l'on ne tient pas compte de quelques exceptions provoquées peut-être par des chevauchements locaux sur le bord extérieur des Montagnes Rocheuses[1]; ce déjettement paraît remonter aux âges les plus reculés; il se manifeste depuis la côte de l'Atlantique jusqu'à celle du Pacifique, des Appalaches à la Sierra Nevada[2] et aux chaînes côtières. Au nord toutefois se présente un plateau très vaste, où les couches ne sont pas plissées, s'étendant fort loin vers l'archipel arctique et dont nous n'avons pas encore parlé.

Malgré l'extraordinaire étendue de la zone plissée qui occupe sa bordure méridionale, c'est l'Eurasie dont l'unité est le moins frappante; la diversité y est en effet beaucoup plus grande. La description de ses diverses parties n'est pas encore assez avancée pour que nous puissions dès maintenant comparer l'Eurasie aux autres continents; et je laisserai de côté provisoirement l'Australie, pour la même raison. —

Les mouvements de l'Écorce terrestre ont produit une grande variété dans les formes extérieures de la surface. On observe de

[1. Voir ci-dessus, p. 803, note 1.]
[2. Voir ci-dessus, p. 793, note 2.]

vastes plates-formes horizontales, telles que la Russie, le Brésil et le Sahara, et de hauts plateaux anciens, comme ceux qui bordent des deux côtés l'Océan Indien, limités par des escarpements abrupts, tels que les Quathlamba au Natal et les Sahyadri dans l'Inde, et des tables isolées, comme la montagne de la Table au Cap de Bonne-Espérance ou le Roraima dans le sud de la Guyane. — Il y a des horsts, restés en saillie par suite de l'effondrement des contrées voisines, comme le Morvan, les Vosges, la Forêt-Noire, le Frankenwald, le massif granitique de Madagascar, et probablement aussi une bonne partie des Montagnes Rocheuses avec les monts Uinta; en contre-bas des horsts, on voit des champs d'affaissement, comme celui de la Souabe et de la Franconie ou les plateaux du Colorado. D'étroits fossés se creusent entre des cassures parallèles, comme c'est le cas pour la vallée du Rhin près de Strasbourg, pour la mer Morte et probablement aussi le Tanganyka et toute la mer Rouge. — En beaucoup de points, notamment dans la région des grands lacs américains jusqu'au lac Winnipeg et dans la partie sud des plaines de la Russie, où n'affleurent que des terrains anciens complètement nivelés, on peut reconnaître les traces de grandes chaînes de plissement, dont le relief originel a totalement disparu; ailleurs, d'antiques chaînons reparaissent avec quelques-uns de leurs traits primitifs, grâce à la destruction du manteau qui en dissimulait les formes : tels les monts Arvali dans l'Inde, et le Lange Berg sur la lisière orientale du désert de Kalahari; dans le Sud de la Russie, les Mougodjars ont, de même, été déterrés de dessous les marnes crétacées de l'Oust-Ourt, qui les recouvraient jadis. — L'on voit de puissants faisceaux de plis venir progressivement s'atténuer, par des rides d'amplitude décroissante, dans un avant-pays de constitution identique, où les accompagnent des plis secondaires, des « parmas », comme dans l'Oural et les Appalaches, — et d'autres, formés d'arcs nombreux, plus ou moins concentriques, aller se ranger contre un second faisceau, plissé dans le même sens, à la manière des ondes dans une eau agitée, comme les longs et épais chaînons du Tien-Chan; — d'autres encore, dont la bordure est renversée et chevauchée, se montrent resserrés contre un massif étranger, c'est le cas de l'Himalaya et des Alpes, et, entre les points d'arrêt de ces montagnes apparaît, assez semblable à un « parma », la chaîne du Jura. — Il existe encore d'autres chaînes qui ont été refoulées par-dessus leur avant-pays, comme les Carpathes; dans beaucoup d'autres, l'avant-pays est occupé par la mer, c'est le cas des Andes; ailleurs, elles viennent mourir

dans l'océan, comme à Vancouver et dans l'archipel de la Reine-Charlotte. D'autres segments de chaînons plissés, resserrés latéralement par des plis voisins, ont été complètement tordus et écrasés, comme le Salt Range, aux gradins multiples, avec le paquet chevauché du Scheikh Budin; d'autres ont été submergés par des plis perpendiculaires, c'est ce qui est arrivé pour les Sudètes, débordés par les Carpathes, et d'autres, sous l'effort de poussées nouvelles, ont dû changer de direction, comme dans l'arc roumain, qui rattache les Balkans aux Carpathes. Sur les bords du Brahmapoutra, la direction suivant laquelle est plissée l'Himalaya est juste en sens contraire de celle qui caractérise, de l'autre côté du fleuve, les chaînes birmanes, et le Harz a subi deux mouvements de plissement successifs. — Il existe des chaînes plissées qui portent sur leur faîte des volcans : l'Elbourz, le Caucase et les Andes de l'Amérique du Sud; dans d'autres faisceaux de plis, disposés en arc de cercle, l'arrière-pays est entièrement effondré, de manière à ne laisser en saillie qu'une chaîne souvent rétrécie du côté interne et parfois même interrompue, comme dans les Carpathes, autour de la Méditerranée occidentale, dans la Cordillère des Antilles et dans la chaîne de l'Arrakan, avec les îles Andaman et les Nicobar. Les volcans se trouvent alors sur le bord interne : telle est la situation des trachytes de Hongrie, de la série des volcans de l'Italie, de ceux de la côte méridionale de l'Espagne, des cratères des petites Antilles et de la série de volcans qui s'étend du Pouppa-doung, sur l'Iraouaddy, à Barren Island. D'autres faisceaux de plis sont découpés par des cassures rectilignes, hachés, affaissés par bandes et entourés de laves récentes, de telle sorte que ce n'est plus l'allure des plis, mais bien celle des failles et des épanchements volcaniques qui détermine les contours extérieurs, comme dans les Basin Ranges; parfois même les cassures sont à angle droit sur les plis, de manière que le relief est en quelque sorte le contre-pied de la direction du plissement, comme dans la Thessalie orientale et dans l'île d'Eubée, et aussi, sous une autre forme, dans le Guatémala et le Honduras; ailleurs, il s'est produit des effondrements circulaires, suivant des failles longitudinales, et le sol a été enterré en grande partie sous les laves et les cendres, comme à la rencontre de l'arc iranien et de l'arc taurique dans la Haute-Arménie; dans d'autres chaînes, on ne voit plus guère que les cônes volcaniques greffés sur des cassures longitudinales, comme à Java, où l'on ne parvient qu'à grand'peine à retrouver des traces du soubassement primitif. De quelques chaînes encore, il ne reste

plus qu'un fragment isolé, comme en Crimée. Certains massifs importants, comme les Spanish Peaks, en avant des Montagnes Rocheuses, et les Monts Henry, sur le bord ouest des Plateaux du Colorado, ne sont que des intrusions lenticulaires de roches volcaniques, et bien des massifs granitiques disposés d'une manière analogue ne sont peut-être que le remplissage de cavités produites par décollement des strates, pendant les grands mouvements orogéniques.

On pourrait proposer bien des classifications diverses, mais il suffira, pour les développements qui vont suivre, de distinguer quatre catégories principales : les plateaux, les horsts, les plis et les montagnes volcaniques. Cette distinction sera d'une grande importance quand nous aurons à rechercher quelle est la nature des transgressions océaniques. —

Les grands cônes volcaniques comme le Chimborazo, le mont Rainier, l'Etna, les champs de lave du Dekkan ou ceux de l'Orégon et du territoire de Washington, qui recouvrent des milliers de kilomètres carrés, les éruptions comme celle du Krakatau, causant dans l'enveloppe atmosphérique de la planète des perturbations telles que les baromètres enregistreurs ont pu, tout autour du globe, en conserver la trace, ne sont que des accidents secondaires par rapport aux grands phénomènes qui façonnent la surface terrestre; ils trahissent simplement l'ouverture temporaire de petits joints, et n'ont pas d'autre importance.

Les déluges, pendant lesquels des montagnes d'eau s'élèvent et déferlent sur les terres basses en ravageant tout ce qu'elles rencontrent, ne sont aussi que des accidents accessoires et subordonnés. Les *Announaki*, comme l'antique récit chaldéen les appelle, les « forces de l'abîme », ne sont pas arrivées au repos. Un simple tressaillement du sol sur la côte du Chili ébranle l'Océan Pacifique tout entier : les vagues atteignent les îles Marquises, Apia, Honolulu, balayent les îles basses formées par les coraux et débordent sur la rive opposée, du Japon à la Nouvelle-Zélande et à l'Australie.

Les efforts, disions-nous, qui résultent de la contraction des parties extérieures du globe terrestre, se décomposent en plissements tangentiels et en affaissements verticaux. Le mouvement tangentiel donne naissance à ces longues rangées de plis qui se poursuivent à travers les continents d'une extrémité à l'autre; il soulève les plus hautes montagnes de la terre, le Gaurisankar, le pic sans nom du Moustagh (K^2), et tous les géants des grandes

chaînes de l'Asie intérieure; il fait s'enchevêtrer le calcaire jurassique et le gneiss sur le bord septentrional du massif de l'Aar, et porte, au sommet de la Jungfrau, le gneiss jusque par-dessus le terrain jurassique plissé. Très souvent, au début, un affaissement de l'avant-pays a pu en quelque sorte compenser le mouvement tangentiel, de manière à permettre un libre jeu des chevauchements, comme par exemple dans les bassins houillers de Belgique. Le phénomène est moins net lorsque le plissement se propage dans un avant-pays homogène, où se forment, à l'extérieur, des plis de grande amplitude, des *parmas*, comme la chaîne du Timan en avant de l'Oural et le Cincinnati Uplift en avant des Appalaches. Mais l'arrêt fréquent des plis par des obstacles situés en dehors de la zone plissée, le déjettement complet et le renversement des couches en face de ces massifs résistants, les poussées et les déplacements réciproques que l'on observe parfois à la rencontre de deux arcs adjacents, l'opposition dans le sens du plissement de part et d'autre du Brahmapoutra, la torsion des chaînes sur le Bas-Danube, — tous ces faits indiquent clairement que les faisceaux de plis, malgré leur extraordinaire longueur, sont obligés, dans leur développement local, et particulièrement en ce qui concerne leur bordure extérieure, de s'adapter aux conditions existantes.

Un grand nombre de régions, comme l'Indo-Afrique, n'ont eu à subir aucun mouvement de plissement depuis une époque très reculée; leur rôle est au contraire d'en arrêter la propagation, ou bien elles s'effondrent en face des plis. Les mouvements de la seconde catégorie, c'est-à-dire les affaissements ou les effondrements, ont au contraire partout laissé des traces; tantôt ils déterminent de longs fossés au milieu des plateaux, tantôt l'affaissement de parties de ces derniers suivant des lignes périphériques, ailleurs des effondrements circulaires sur le bord interne des zones plissées, ailleurs encore la disparition en profondeur, entre des cassures longitudinales ou transverses, de fragments de chaînes plus ou moins étendus. La diversité d'aspect de ces accidents, dus à une descente dans le sens vertical, est extrême, et leur amplitude énorme; c'est par des affaissements et des effondrements que les Méditerranées et les plus vastes Océans se forment et s'agrandissent.

C'est à l'écroulement du globe terrestre que nous assistons. Cet écroulement a commencé, il est vrai, depuis très longtemps, et la faible antiquité du genre humain nous permet, quand même, de ne point perdre courage. Ce n'est pas seulement dans les hautes

montagnes qu'on en observe les traces. Des massifs puissants se sont enfoncés de plusieurs centaines, parfois de plusieurs milliers de mètres, et il ne reste plus à la surface le moindre ressaut pour indiquer le fait : seule, la différence de nature des roches, ou encore, dans les mines profondes, les hasards de l'exploitation, viennent trahir l'existence de la cassure. Le temps a tout nivelé. En Bohême, dans le Palatinat, en Belgique, en Pennsylvanie, en beaucoup d'autres lieux encore, la charrue creuse tranquillement son sillon sur l'emplacement des plus formidables cassures.

Si les efforts tangentiels auxquels est soumise la croûte extérieure du globe pouvaient se faire équilibre d'une manière parfaite, et si cette écorce était en état de se soutenir elle-même à la façon d'une voûte, soustraite à l'influence des phénomènes qui s'accomplissent à l'intérieur de la planète, il ne se serait produit ni effondrements, ni plissements; la surface de la terre affecterait probablement la forme d'un sphéroïde assez régulier, partout recouvert d'une enveloppe océanique continue. Ce sont les effondrements qui ont permis aux eaux de se rassembler dans des mers profondes; et c'est ainsi seulement que des continents ont pu se former, et des êtres respirant par des poumons prendre naissance.

TABLE DES PLANCHES ET FIGURES[1]

Pages.

Pl. I. Fig. 1. *Vue a vol d'oiseau du bassin du San Juan (Colorado), d'après W. H. Holmes 192

— Fig. 2. *Laccolithe d'Indian Creek (Yellowstone National Park), d'après W. H. Holmes. 192

Pl. II. Rebroussement des directrices au pied de l'Hindou-Kouch et de l'Himalaya. 547

Pl. III. Fig. 1. *L'Elbrouz et la Chaîne centrale du Caucase. Vue prise du mont Bermamyt, d'après H. Abich. 627

— Fig. 2. *Épanchements volcaniques de Kéli, région du Kazbek. Vue prise du col de Lomisa, entre les vallées du Djamour et de l'Aragva, au sud de la crête principale du Caucase, d'après H. Abich. 627

Pl. IV. Virgation des Montagnes Rocheuses 738

Pl. V. Fig. 1. *Hogbacks du Front Range, environs de Golden (Colorado). Vue prise au nord de Van Bibber Creek, d'après W. H. Holmes. 756

— Fig. 2. *Panorama du Grand Hogback, vallée du Grand River (Colorado). Vue prise aux environs de Newcastle, d'après A. Lakes. 756

Fig. 1. *Coupe schématique d'une faille-inverse en Virginie, d'après J. P. Lesley. 9

— 2. *Stéréogramme des monts Uinta, d'après Powell 11

— 3. *Syrie et Mésopotamie (extrait de l'Atlas Vidal-Lablache) 33

— 4. *Rann de Katch et bouches de l'Indus, d'après la carte jointe à la 2e édition du *Manual of the Geology of India*. 58

— 5. *Delta du Gange, d'après J. Fergusson et la carte jointe à la 2e édition du *Manual of the Geology of India* 66

— 6. Fissures et trous en forme d'entonnoirs qui se sont produits lors du tremblement de terre de Cachar, le 10 janvier 1869, d'après Oldham 70

1. Les figures dont le titre, dans la liste suivante, est précédé d'un astérisque ont été exécutées spécialement pour l'édition française; les autres sont empruntées à l'édition originale allemande (F. Tempsky et G. Freytag, éditeurs, Vienne-Prague-Leipzig).

Pages.

Fig. 7. Trajectoires de quelques cyclones de l'Inde 73
— 8. Tremblements de terre récents dans le Nord-Est des Alpes et l'Ouest des Carpathes 102
— 9. *Coupe à travers la Calabre, d'après E. Cortese. 107
— 10. *L'Etna vu du nord-est, d'après un croquis de l'auteur. 108
— 11. Ligne périphérique des Lipari 110
— 12. *Carte des îles Éoliennes ou Lipari, d'après Judd et l'*Instituto Geografico Militare* 111
— 13. Volcans du Guatémala, d'après Dollfus et de Mont-Serrat. . . 121
— 14. Théâtre du tremblement de terre du 20 février 1835, d'après Concha i Toro. 129
— 15. *Replis des couches crétacées de l'Axenberg, lac des Quatre-Cantons 141
— 16. Couches plissées et renversées, col de Manirang, Himalaya. . 142
— 17. Sommet du Gstellihorn, vu du Laucherli (massif du Finsteraarhorn), d'après un croquis de l'auteur 143
— 18. *Structure imbriquée, d'après Heim 145
— 19. Coupe du tunnel du Bötzberg, montrant les couches miocènes pincées entre la *région des chaînes du Jura* et la *région des plateaux*, d'après Moesch. 146
— 20. La Habsbourg, d'après un croquis de l'auteur 147
— 21. *Failles microscopiques dans la dolomie de Röthi (Tödi), d'après A. Heim. 155
— 22. Le champ de fractures de St. Andreasberg, d'après Lossen et Kayser 167
— 23. *Failles de la région silurienne du centre de la Bohême, d'après J. Krejči. 165
— 24. Tracé des failles des Hauts Plateaux de l'Utah, d'après Dutton. 160
— 25. *et 26. *Deux coupes à travers le Kaibab, d'après Dutton . . . 168
— 27. Stéréogramme d'une partie de la « Musinia Zone of diverse displacement », d'après Gilbert et Powell. 171
— 28. Le Prättigau et le Rhaetikon, d'après Edm. de Mojsisovics . . 179
— 29. Le pied du Heiligenstein, paroi de la Hohe Wand, près de Wiener-Neustadt (Basse-Autriche), d'après un croquis de l'auteur. 181
— 30. Coupe théorique du bassin houiller franco-belge, d'après Cornet et Briart. 183
— 31. *Coupe du bassin de Mons, d'après M. Bertrand. 184
— 32. *Coupe théorique du pli qui a donné naissance au recouvrement de la cuvette houillère dans le bassin de Mons, d'après M. Bertrand. 184
— 33. *Dykes de la partie centrale des Monts Euganéens, d'après un croquis de l'auteur. 189
— 34. Groupe de laccolithes du mont Hillers, d'après Gilbert. . . . 195
— 35. Les volcans des Hébrides, d'après Judd 202
— 36. Predazzo (Tyrol méridional), d'après un croquis de l'auteur . . 205
— 37. Ligne volcanique du Banat, d'après les levés de la compagnie I. R. des chemins de fer de l'État autrichien.. 209
— 38. Coupes des Elk Mountains, d'après Holmes. 212

Pages

Fig. 39. Allure de l'étage inférieur du terrain crétacé autour des noyaux granitiques du Snow Mass et du White Rock (Colorado), d'après Holmes 213
— 40. *Renversement des terrains sédimentaires sous le granite, vallée de l'East River, Elk Mountains (Colorado), d'après W. H. Holmes 215
— 41. *Bosses granitiques du « Finmarken » (Norvège), d'après W. C. Brögger. 216
— 42. *Coupe du Hörtekollen, environs de Lier (Norvège), d'après Brögger. 217
— 43. L'avant-pays des Carpathes occidentales, principalement d'après les travaux de F. Roemer, Hohenegger et F. von Hauer; les couches de houille d'après Jicinsky. 242
— 44. L'avant-pays des Carpathes orientales, principalement d'après les travaux de F. von Hauer et Alth. 243
— 45. *Anticlinaux de la Mollasse subalpine dans la Suisse orientale, d'après Gutzwiller et Heim. 279
— 46. *Coupe des salines de Wieliczka, d'après K. M. Paul. 280
— 47 *et 48. *Coupes des chaînons crétacés des environs de Bou-Saada (Algérie), d'après E. Brossard. 293
— 49. *Coupe de la Sierra Nevada d'Espagne, d'après Barrois et Offret. 297
— 50. *Coupe de la Serrania de Ronda, d'après Michel-Lévy et Bergeron. 298
— 51. Schéma des lignes directrices du système alpin. 302
— 52. Le Monte Doja, massif du Ré di Castello. Plongement du calcaire triasique sous le granite, d'après un croquis de l'auteur. . 313
— 53. Carte schématique des principales fractures et flexures qui entourent la Cima d'Asta. 319
— 54. Seilspitz, montée vers le Penserjoch, à l'ouest de la route du Brenner. Coin allongé de calcaire triasique dans les schistes anciens, d'après un croquis de l'auteur. 320
— 55. Calcaire triasique chevauché par les schistes anciens, dans le coin calcaire du Seilspitz, d'après un croquis de l'auteur. 321
— 56. Entrée de la gorge du Torrente Maso, bord méridional de la Cima d'Asta, d'après un croquis de l'auteur. 325
— 57. Débouché du Torrente Silano (Val Rovina) dans la plaine, à l'ouest de la Brenta, d'après un croquis de l'auteur 328
— 58. Les Montaigu et les Capulet, à l'ouest de Vicence, d'après un croquis de l'auteur. 333
— 59. Bord septentrional de la zone paléozoïque au sud d'Hermagor. Fracture dans la partie supérieure du ravin de Duka, Alpe de Witschig, côté sud du Gartnerkofel, d'après un croquis de l'auteur. 342
— 60. Bord méridional de la zone paléozoïque au sud d'Hermagor. Calcaire effondré du Trias moyen sur les couches carbonifères froissées; arête du Loch, Zirkelspitzen, au nord de Pontafel, d'après un croquis de l'auteur.. 343
— 61. Carte schématique des Alpes. 353
— 62. Extension des dépôts tertiaires au nord du Golfe du Mexique, d'après Hilgard. 367

Pages.

Fig. 63. Suderöe, la plus méridionale des îles Færöer, d'après J. Geikie. 370
— 64. *Coupe transversale de la vallée du Rhône, d'après F. Fontannes et Ch. Depéret. 385
— 65. *Extension de la mer pliocène dans la vallée du Rhône, d'après Fontannes et Depéret. 388
— 66. Effondrement transversal de Malte et de Gozzo, d'après the Earl of Ducie, Hutton et Leith Adams. 444
— 67. Vue de la faille de Malak, sur la côte sud de l'île de Malte, d'après le Capt. Goff. 445
— 68. *Essai d'une carte géologique du Sahara, d'après G. Rolland. . . 459
— 69. Vue de Marbat, sur la côte méridionale de l'Arabie, d'après Carter. 467
— 70. *Carte schématique du fossé syrien, d'après Suess. 472
— 71. Le Djebel Ataka, près de Suez, d'après un croquis de l'auteur. 474
— 72. *Carte géologique de l'isthme de Suez, d'après Th. Fuchs. . . 483
— 73. Afrique australe, principalement d'après Dunn. 493
— 74. *Coupe du Zwarteberg aux Stormberge, d'après A. H. Green. . 494
— 75. *Coupe de Port-Natal au Mont-aux-Sources (Drakensberg), d'après C. L. Griesbach. 500
— 76. *Distribution des bassins houillers (Gondwana) dans l'Inde Centrale, d'après R. D. Oldham et V. Ball 517
— 77. *Profil des plateaux basaltiques du Dekkan, environs d'Ahmednuggur, d'après L. S. Fidler et Sykes. 525
— 78. *Coupe de Bombay Island à Matheran, d'après W. T. Blanford . 533
— 79. *Coupe de Salt Range occidental, passant par le Sakesar et les environs d'Amb, d'après Wynne. 557
— 80. *Extrémité orientale de la chaîne du Sheikh Budin, Trans-Indus Salt Range, d'après Wynne 559
— 81. *Coupe du Trans-Indus Salt-Range au col de Chichali, près Kalabagh, d'après Wynne. 560
— 82. *Coupe du Bas-Himalaya, environs de Dalhousie (Chamba), d'après C. A. Mac Mahon 566
— 83. *Coupe générale de l'Himalaya, entre le Taraï et Milam, d'après C. L. Griesbach. 567
— 84. *Coupe de l'Himalaya central, entre Naulphu-Nipchung et la frontière du Hundes, d'après C. L. Griesbach. . . . 568, 569
— 85. *Himalaya central. Vue du Silakank, d'après G. L. Griesbach . . 571
— 86. *Tracé des principaux chaînons du Pamir, d'après la carte de W. Geiger. 585
— 87. *Alignements volcaniques de Sumatra, d'après R. D. M. Verbeek. 601
— 88. *Coupe schématique à travers les montagnes de la côte occidentale de Sumatra, d'après R. D. M. Verbeek. 602
— 89. Raccordement des chaînes de l'Asie et de l'Europe 611
— 90. *Principales directrices du Tien-Chan, d'après la carte géologique du Turkestan de J. Mouchkétov 617
— 91. *Coupe de la chaîne du Caucase par la vallée du Tchérek, montrant la structure simple du versant septentrional et le renversement du granite sur les schistes, d'après Ern. Favre . 626

Pages.

Fig. 92. *Vue à vol d'oiseau de l'anticlinal de Karalar, presqu'île de Kertch, d'après N. Androussov. 628
— 93. *Vue à vol d'oiseau de l'anticlinal de Mama et des bassins de Tchokrak-babtchik et de Bourach, presqu'île de Kertch, d'après N. Androussov. 629
— 94. *Carte géologique de la Dobroudja, d'après K. F. Peters. . . . 632
— 95. Inflexion des chaînes sur le bas Danube 638
— 96. Schéma montrant la disposition des lignes directrices dans les Carpathes et les Balkans 643
— 97. *Esquisse géologique d'une partie du bassin de l'Amazone, d'après O. A. Derby 679
— 98 *Le Roraima (Guyane anglaise). Vue prise du mont Camooda, dans la direction de l'W.S.W., d'après Brown et Sawkins. . . . 682
— 99. *Coupe du synclinal carbonifère du lac Titicaca, d'après D. Forbes. 691
— 100. *Carte géologique de l'Ecuador, d'après Th. Wolf. 709
— 101. *Andes écuadoriennes. Le Cerro Altar et son soubassement. Vue prise de Verdebamba, d'après R. Troya et A. Stübel. . . . 713
— 102. *Coupe de Saint-John's à Conception Bay (Terre-Neuve), d'après A. Murray et Walcott. 739
— 103. *Carte schématique du Nord-Est de l'Amérique. 741
— 104. *Coupe schématique des Appalaches en Pennsylvanie, d'après W. B. et H. D. Rogers. 744, 745
— 105. *Environs de Leadville (Colorado). Le pli de Sheep Mountain et la London fault, d'après W. H. Holmes. 759
— 106. *Raccordement des Monts Uinta avec le Park Range, d'après C. A. White 763
— 107. *Carte géologique des monts Wasatch, d'après Dana et la Commission du 40e Parallèle. 767
— 108. *Coupe du Grand Hogback (Colorado), d'après F. M. Endlich . . 774
— 109. *Grand Cañon du Colorado. Vulcan's Throne et la faille de Toroweap. Vue prise du Mont Trumbull, d'après W. H. Holmes. 779
— 110. *Vue caractéristique des «Basin-Plains» de l'Arizona et du Nouveau-Mexique, d'après le *Report of the Mexican Boundary Commission* 783
— 111. *Coupe schématique à travers la partie septentrionale de la Sierra Nevada de Californie, d'après Diller. 792
— 112. *Le lac Abert (Oregon). Vue prise du sud, d'après I. C. Russell. 800
— 113. *Montagnes Rocheuses Canadiennes. Coupes naturelles d'un synclinal crétacé (Cascade Trough), entre les rivières Bow et Kananaskis, d'après G. M. Dawson. 801
— 114. *Coupe à travers les Montagnes Rocheuses, au voisinage du *Canadian Pacific Railway*, le long du 51e parallèle, d'après R. G. Mc Connell. 802, 803
— 115. *Montagnes Rocheuses Canadiennes. Coupe le long de la branche sud du Ghost River, d'après R. G. Mc Connell. . . 804
— 116. *Montagnes Rocheuses Canadiennes. Coupe du Cascade Trough, d'après R. G. Mc Connell 805

TABLE ANALYTIQUE DES MATIÈRES

INTRODUCTION

Forme en pointe des continents, p. 1. — Grande profondeur des océans, p. 2. — Différences entre le domaine pacifique et le domaine atlantique, p. 7. — Effondrements, p. 9. — Qu'est-ce qu'une « formation » [terrain] géologique? p. 11. — Cycles de développement, p. 14. — La terminologie stratigraphique de l'Europe peut s'appliquer à l'ensemble du globe, p. 16. — Importance des transgressions, p. 19. — Indépendance entre l'allure des anciennes lignes de rivages et la structure des montagnes, p. 20. — Plan de l'ouvrage, p. 21.

PREMIÈRE PARTIE

LES MOUVEMENTS DE LA CROUTE EXTÉRIEURE DU GLOBE

CHAPITRE PREMIER

Le Déluge.

Déluges marins, p. 25. — A. L'Épopée d'Izdubar, p. 30. — 1. Lieu d'origine du Déluge, p. 35. — 2. L'emploi de l'asphalte, p. 38. — 3. Les avertissements, p. 42. — 4. La catastrophe, p. 43. — 5. Continuation et fin du cataclysme, p. 49. — 6. L'échouage, p. 51. — 7. Terminaison et date de l'événement, p. 54. — B. Événements récents dans le bassin inférieur des fleuves de l'Inde, p. 56; L'Indus, p. 57; le Rann de Katch, p. 60; le Gange et le Brahmapoutra, p. 65; les cyclones, p. 71. — C. Nature et étendue du Déluge, p. 76. — Classification des récits, p. 84. — Bérose et l'épopée d'Izdubar, p. 85. — Le Récit biblique, p. 85. — L'Égypte, p. 87. — Le groupe gréco-syrien, p. 88. — L'Inde, p. 92. — La Chine, p. 92. — Conclusion, p. 94.

CHAPITRE II

Exemples de régions ébranlées.

Directions différentes des recherches, p. 96. — A. Les Alpes du nord-est, p. 101. — B. L'Italie méridionale, p. 207. — C. L'Amérique centrale, p. 113. — D. Données relatives aux soulèvements intermittents de la coté occidentale de l'Amérique du Sud, p. 124; Valparaiso, p. 127; Concepcion, p. 128; Valdivia, p. 132; le soulèvement du continent n'est pas démontré, p. 133.

CHAPITRE III

Dislocations.

Décomposition des efforts, p. 138. — A. Dislocation par mouvement tangentiel, p. 140; plissement, p. 140; structure imbriquée, p. 145; chevauchements ou *Wechsel*, p. 148; décrochements horizontaux ou *Blatt*, p. 150; torsion, p. 157. — B. Dislocation par mouvement radial, p. 161; affaissement sur une base qui se déplace; flexures et failles, p. 161; réseaux de cassures, p. 162; effondrements circulaires, p. 172. — C. Dislocation par mouvement radial et mouvement tangentiel combinés, p. 170; plissement à [illegible]urs, p. 178; déversement des plis, p. 181.

CHAPITRE IV

Volcans.

La *série de dénudation*, p. 185. — Le Vésuve et le Monte Nuovo, p. 187. — Le Monte Venda, p. 188. — Laccolithes, p. 192. — Le Palandokän et le Dary Dagh, p. 197. — Le Whin Sill, p. 199. — Les Hébrides, p. 201. — Predazzo, p. 203. — La fente volcanique du Banat, p. 207. — La cicatrice syénitique de Brünn, p. 211. — Elk Mountains et Harz, p. 211. — Batholithes; massifs granitiques de Drammen, des Vosges et de l'Erzgebirge, p. 215. — *Maculæ*, p. 218. — Tassement des territoires volcaniques, p. 210. — La série de dénudation, p. 221.

CHAPITRE V

Essai de classification des mouvements de l'écorce terrestre.

Types principaux de séismes, p. 224. — Tremblements de terre par dislocation et tremblements volcaniques, p. 225. — Tremblements de terre par décrochement, p. 226; par chevauchement, p. 226; par affaissement, p. 227. — L'Etna en 1780 et de 1874 à 1883, p. 228. — Diversité des secousses d'origine volcanique, p. 230. — La série de dénudation, p. 231.

DEUXIÈME PARTIE

LES MONTAGNES

CHAPITRE PREMIER

L'avant-pays septentrional du système alpin.

A. La plate-forme russe, p. 236. — B. Les Sudètes, p. 239. — C. Le champ d'affaissement de Franconie et de Souabe, p. 248. — D. Ries et Höhgau, p. 256. — E. Les Horsts; dykes de quartz dans les horsts; contours en zigzag, p. 261. — F. Le jurassique du type des Sudètes, p. 271. — G. Relations du système alpin avec l'avant-pays septentrional, p. 275.

CHAPITRE II

Les lignes directrices du système alpin.

Bordure septentrionale des Alpes et des Carpathes; chevauchements locaux du bord externe: p. 278. — A. Inflexion de l'extrémité das Carpathes; inflexion du chaînon de la Transylvanie occidentale, p. 282. — B. Inflexion de l'extrémite de l'Apennin; la Sicile, p. 283. — C. Chaine du Nord de l'Afrique, p. 287. — D. La Cordillère bétique; Gibraltar, p. 295. — E. Disposition tournante des lignes directrices, p. 301.

CHAPITRE III

L'affaissement de l'Adriatique.

L'Adamello, p. 309. — La ligne giudicarienne, p. 316. — Les fractures de la Cima d'Asta, p. 322. — Région entre la Giudicaria et la fracture de Schio, p. 328. — Dislocations au nord des fractures de la Cima d'Asta, p. 334. — Les fractures de la Drave et du Gail, p. 337. — Les fractures dinariques ou fractures du Karst, p. 344. — Élargissement récent de la mer Adriatique, p. 346. — Résumé général, p. 349.

CHAPITRE IV

La Méditerranée.

Cinq phases historiques de valeur inégale, p. 358. — Rapports avec l'Amérique, p. 362. — L'Océan Atlantique, p. 369. — Guadalquivir, p. 377. — Gironde,

p. 381. — Rhône, p. 384. — Le premier étage méditerranéen, p. 389. — Le Schlier, p. 398. — Le deuxième étage méditerranéen, p. 409. — La mer intérieure sarmatique, p. 417. — Les lacs pontiques, p. 425. — Du début du troisième étage méditerranéen jusqu'à l'époque actuelle, p. 429. — Immigrés du Nord dans la Méditerranée, p. 433. — Les derniers effondrements, p. 439. — Résumé général, p. 447.

CHAPITRE V

Le Grand Plateau désertique.

Le Sahara et l'Égypte, p. 454. — Arabie méridionale et Abyssinie, p. 465. — Sinaï, Syrie et Arabie septentrionale, p. 470. — Suez et le Nil, p. 480.

CHAPITRE VI

Les fragments du Continent indien.

L'Afrique australe, p. 492. — La presqu'île hindoue, p. 509. — Madagascar, p. 528. — Résumé général, p. 531. — Appendice : Les fractures de l'Afrique orientale, p. 535; du confluent du Chiré à l'extrémité nord du lac Nyassa, p. 537; du lac Nyassa au lac Stéphanie, p. 539; résumé, p. 541.

CHAPITRE VII

Les faisceaux montagneux de l'Inde.

Les chaînes extérieures de l'Iran, p. 549. — La chaîne du Sel (*Salt Range*), p. 557. — Les avant-chaînes tertiaires, p. 560. — L'Himalaya occidental jusqu'à la chaîne du Moustagh, p. 565. — Le Karakoroum et le Kouen-Lun occidental, p. 574. — L'Hindou-Kouch et le Pamir, p. 579. — Vue d'ensemble de la grande serrée (*Schaarung*), p. 584. — L'Himalaya oriental, p. 588. — Les chaînes birmanes, p. 594. — Sumatra, p. 600. — Résumé général, p. 603.

CHAPITRE VIII

Rapports des Alpes et des chaînes asiatiques.

Objet de ce chapitre, p. 609. — Le Tien-Chan (par J. Mouchkétov), p. 610. — Les rameaux occidentaux du Tien-Chan : Noura-Taou, Cheikh Djeli ; Manghychlak; bassin houiller du Donetz, p. 620. — Le Paropamise, le Khorassan, le Kopet Dagh, les deux Balkhans, p. 622; le Caucase, p. 623; la Crimée, p. 629. — Les monts de Matchin, p. 630. — Les Carpathes et les Balkans, p. 633. — L'Elbourz, les faisceaux de l'Iran et du Taurus, p. 650. — La chaîne dinarique,

p. 659. — Analyse de la disposition tournante des Alpes, p. 663. — L'Oural, le Pae Khoï et les monts Timan, p. 665. — Résumé général, p. 672.

CHAPITRE IX

L'Amérique du Sud.

Le massif du Brésil, p. 675. — Les chaînes argentines, p. 682. — Les Andes de Bolivie et du Chili, p. 688. — Les Cordillères de la Côte et la Patagonie, p. 696. — Pérou, p. 702. — Ecuador, Colombie et Vénézuela, p. 711. — Résumé général, p. 717.

CHAPITRE X

Les Antilles.

La chaîne du Guatémala, p. 724. — Les trois rangées d'îles, p. 725. — Cuba, p. 728. — Haïti, p. 730. — La Jamaïque, p. 731. — De Porto-Rico à la Barbade, p. 732. — La Cordillère des Antilles; comparaison avec le pourtour de la Méditerranée occidentale; tremblements de terre, p. 734.

CHAPITRE XI

L'Amérique du Nord.

Les plissements de l'Est, p. 738. — Prairies et Black Hills, p. 748. — Division des chaînes de l'Ouest, p. 752. — Montagnes Rocheuses, p. 754. — Monts Uinta, p. 761. — Monts Wasatch et Chaînons du Snake River, p. 766. — Plateaux du Colorado; Hauts Plateaux de l'Utah et Grand Cañon du Colorado, p. 770. — Basin Ranges, p. 782. — Sierra Nevada, p. 790. — Chaînes côtières et Basse-Californie, p. 794. — Colombie britannique, p. 802. — Résumé général, p. 806.

CHAPITRE XII

Les Continents.

Ancien Monde et Nouveau Monde, p. 810. — Age des continents, p. 812. — L'Amérique, p. 812. — Distinction de l'Indo-Afrique et de l'Eurasie, p. 814. — Plissements de l'Eurasie, p. 814. — Le Han-haï et la dépression touranienne, p. 815. — Les Méditerranées, p. 817. — L'Océan Indien, p. 818. — Les grandes unités, p. 819. — Diversité de types des montagnes, p. 820. — Écroulement de la lithosphère, p. 823.

Paris. — Typ. Chamerot et Renouard, 19, rue des Saints-Pères. — 33003.

GB
53
S814
t.1

Suess, Eduard
La face de la terre

PLEASE DO NOT REMOVE
CARDS OR SLIPS FROM THIS POCKET

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY

UTL AT DOWNSVIEW
D RANGE BAY SHLF POS ITEM C
39 13 01 18 09 010 9